

GB  
2603.2  
K63  
2006

**Département de géomatique appliquée  
Faculté des lettres et sciences humaines  
Université de Sherbrooke**

**Caractérisation de la température de la neige par télédétection micro-onde  
passive au Canada**

**Jacqueline Köhn** 1970-

**Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.)  
en géographie, cheminement Télédétection**

**Octobre 2006  
© Jacqueline Köhn**

I-2188

Composition du jury

Caractérisation de la température de la neige par télédétection micro-onde passive  
au Canada

Jacqueline Köhn

Ce mémoire a été évalué par un jury composé des personnes suivantes :

Alain Royer, directeur de recherche  
Département de géomatique appliquée

Michel Fily, membre du jury  
Université Joseph Fourier, Grenoble  
Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement

Hardy Granberg, membre du jury  
Département de géomatique appliquée  
Faculté des lettres et sciences humaines  
Université de Sherbrooke



## Résumé

La compréhension de la dynamique des variables climatiques est critique pour modéliser et prédire des changements du climat et de l'environnement. Les mesures traditionnelles collectées par le réseau des stations météorologiques sont très éparées sur l'étendue du territoire dans les hautes latitudes nordiques et les erreurs associées à ces variations peuvent être très importantes. Notre but est d'évaluer l'apport de la télédétection passive par micro-ondes par rapport aux mesures faites au sol pour mieux caractériser les variations de la température de surface pendant l'hiver. En présence de neige, l'extraction des paramètres de surface par des observations micro-ondes est un problème complexe et mal posé. Nous avons évalué une relation semi-empirique basée sur une analyse théorique pour estimer la température de surface de la neige à partir des mesures de température de brillance à 19 et 37 GHz (polarisation verticale). Les simulations de l'émissivité faites avec le modèle de la Helsinki Technology University (HUT), la connaissance de la couverture du terrain et la biomasse forestière nous ont permis de définir cette relation. Les résultats de la comparaison entre les températures de surface calculées et les températures de l'air pour l'ensemble du Canada (137 stations) et pour deux hivers, 1992-93 et 2002-03, (16359 mesures) montrent une corrélation significative avec une erreur de l'estimation variant entre 4 et 7°C selon les zones considérées. Ces résultats sont discutés selon la région et le type de couverture du sol (prairie, forêt, tundra).

### Mots-clés :

Télédétection, Données micro-ondes SSM/I, Données météorologiques, Validation, Température de la neige.

## **Abstract**

The understanding of the dynamics of the climatic variables is critical to model and predict climatic and environmental changes. Traditional measures collected by the meteorological stations network are dispersedly located throughout the territory in the northern high latitudes and errors associated to these variations can be considerable. Our goal is to evaluate the contribution of the remote sensing by passive microwaves compared to the ground measurements for better characterizing the variations in the surface temperature during the winter. In the presence of snow, extraction of the surface parameters by microwave measurements is a complex and ill-conditioned problem. We evaluated a semi-empirical relation based on a theoretical analysis to estimate the surface temperatures with the measured brightness temperatures at 19 and 37 GHz (vertical polarization). Simulations of emissivity made with the Helsinki Technology University (HUT) model, the knowledge of the land cover, and the forest biomass enable us to define this relationship. The results of the comparison between the calculated surface temperatures and the air temperatures for the entire Canada (137 stations) and for two winters, 1992-93 and 2002-03 (16359 measurements) show a significant correlation with an estimation error ranging between 4 and 7°C according to the regions considered. These results are discussed according to region and type of land cover (grassland, forest, tundra).

### **Keyword:**

Remote sensing, Passive microwave SSM/I, meteorological Data, Validation, snow Temperature.

## *Table des matières*

Table de matières.....	i
Liste des figures.....	iii
Liste des tableaux.....	v
Liste des annexes... ..	v
Glossaire .....	vi
Remerciements .....	viii
1 Introduction.....	1
1.1. Problématique.....	1
1.2. Objectifs.....	4
1.3. Hypothèse de la recherche.....	4
1.4. Plan général du mémoire.....	5
2 Théorie.....	5
2.1. Le corps noir et la température de brillance .....	5
2.2. Pour quoi les micro-ondes?.....	8
2.3. Émission micro-onde du terrain : contributions.....	9
2.4. Détermination de la présence de neige.....	10
2.5. Modèle HUT.....	11
3 Cadre expérimental.....	15
3.1. Région d'étude.....	15
3.2. Base de données.....	16
3.2.1. Données satellites.....	16
3.2.2. Données météorologiques.....	18
3.2.3. Données de couverture de terrain.....	20
4 Méthodologie.....	23
4.1. Mise en place de la base de données.....	24
4.2. Modèle théorique pour retrouver $T_s$ .....	26
4.3. Critères de sélection de données.....	31
5 Présentation et analyse des résultats .....	33

5.1	Relation brute entre $T_bV$ et la température de l'air mesurée.....	34
5.2	Obtention des valeurs de $T_sc$ .....	38
5.3	Estimation de $T_{air}$ ( $T_{ac}$ ) à partir de $T_sc$ (modèle inverse).....	44
5.4	Validation et discussion.....	45
5.4.1.	Validation avec les données de $T_b$ et $T_{air}$ .....	46
5.4.2.	Validation avec les données de $T_s$ thermique .....	49
6	Vérification des hypothèses .....	57
7	Conclusion.....	58
8	Références.....	59

## Liste des figures

<b>Figure 1</b>	Classification des ondes électromagnétiques en fonction de leur longueur d'onde, de leur fréquence ou de l'énergie des photons.....	6
<b>Figure 2</b>	Contributions d'émission micro-onde du terrain acquises par le capteur.....	10
<b>Figure 3</b>	Région d'étude délimitée par les parallèles du cercle polaire et celui de $48^{\circ}$ .....	15
<b>Figure 4</b>	(a) Température de brillance (K) et (b) les heures du passage du satellite en UTC (c) Couverture des données en latitude et longitude.....	18
<b>Figure 5</b>	Carte de localisation de toutes les stations météorologiques disponibles pour chaque hiver.....	19
<b>Figure 6</b>	Carte de la couverture des Terres du Canada générée à partir de données AVHRR	21
<b>Figure 7</b>	Couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000 (Latifovic <i>et al.</i> , 2002) (a) projetée sur la EASE-Grid et (b) en coordonnées géographiques (lat-lon)....	21
<b>Figure 8</b>	Organigramme méthodologique.....	23
<b>Figure 9</b>	Location des stations météorologiques concernées dans cette étude.....	25
<b>Figure 10</b>	Valeurs simulées de l'émissivité verticale à 19 et 37 GHz avec le modèle HUT pour le cas d'un sol nu couvert par une couche de neige.....	26
<b>Figure 11</b>	Profil de l'indice $\Delta T_b$ correspondant à l'hiver 2002-2003 (décembre à mars) et le seuil d'été respectif.....	33
<b>Figure 12</b>	Les provinces canadiennes.....	34
<b>Figure 13</b>	Graphique $T_b V_{19}$ vs $T_{air}$ , l'hiver 1992-93 en bleu et l'hiver 2002-03 en noir.....	37
<b>Figure 14</b>	Graphique $T_b V_{37}$ vs $T_{air}$ , l'hiver 1992-93 en bleu et l'hiver 2002-03 en noir.....	38
<b>Figure 15</b>	Les trois régions dans lesquelles les données sont organisées.....	40
<b>Figure 16</b>	Le graphique de $T_{sc}$ vs $T_{air}$ correspondant à la prairie pour les deux hivers.....	41
<b>Figure 17</b>	Le graphique de $T_{sc}$ vs $T_{air}$ correspondant à la Colombie-Britannique, l'Ontario et le Québec et la non-prairie de la Saskatchewan, du Manitoba et de l'Alberta, pour les deux hivers.....	42
<b>Figure 18</b>	Le graphique de $T_{sc}$ vs $T_{air}$ correspondant au Nunavut, aux Territoires du Nord-Ouest et en Yukon, pour les deux hivers.....	42



<b>Figure 19</b> Schéma de la validation.....	46
<b>Figure 20</b> Le graphique de $T_{ac}$ vs $T_{air}$ correspondant à la prairie pour les deux hivers.....	48
<b>Figure 21</b> Le graphique de $T_{ac}$ vs $T_{air}$ correspondant à la Colombie-Britannique, l'Ontario et le Québec et la non-prairie de la Saskatchewan, du Manitoba et de l'Alberta, pour les deux hivers.....	48
<b>Figure 22</b> Le graphique de $T_{sc}$ vs $T_{air}$ correspondant au Nunavut, aux Territoires du Nord-Ouest et en Yukon, pour les deux hivers.....	49
<b>Figure 23</b> Le graphique de $T_s$ vs $T_{air}$ correspondant au janvier 2003 pour la zone de la prairie.....	51
<b>Figure 24</b> Le graphique de $T_s$ vs $T_{air}$ correspondant au janvier 2003 pour la zone de la non-prairie.....	52
<b>Figure 25</b> Le graphique de $T_s$ vs $T_{air}$ correspondant au janvier 2003 pour la zone du nord...	52
<b>Figure 26</b> Le graphique de $T_{sIR}$ vs $T_{sc}$ correspondant au janvier 2003 pour la zone de la prairie.....	53
<b>Figure 27</b> Le graphique de $T_{sIR}$ vs $T_{sc}$ correspondant au janvier 2003 pour la zone de la non-prairie.....	53
<b>Figure 28</b> Le graphique de $T_{sIR}$ vs $T_{sc}$ correspondant au janvier 2003 pour la zone du nord.....	54
<b>Figure 29</b> Le graphique de $T_{sIR}$ vs $T_{sc}$ selon la hauteur de neige pour la non-prairie.....	55
<b>Figure 30</b> Valeurs d'émissivité verticale à 19 et 37 GHz calculées (en utilisant les mesures de $T_{sIR}$ ) et simulées (avec le modèle HUT).....	57
<b>Figure 31</b> Agrandissement de la figure 30.....	56

## Liste des tableaux

<b>Tableau 1</b>	Classes de terrain de la couverture de terre de l'Amérique du Nord (2000).....	22
<b>Tableau 2</b>	Densité de forêt et volume de troncs attribués à chaque classe de tableau 1.....	25
<b>Tableau 3</b>	Valeurs des coefficients ( $a$ , $b$ , $c$ , $d$ ) pour chaque cas considéré du figure 10.....	27
<b>Tableau 4</b>	Résultats de comparaison de $T_bV$ à 19 GHz et $T_{air}$ l'hiver 1992-93.....	35
<b>Tableau 5</b>	Résultats de comparaison de $T_bV$ à 19 GHz et $T_{air}$ l'hiver 2002-03.....	36
<b>Tableau 6</b>	Résultats de comparaison de $T_bV$ à 37 GHz et $T_{air}$ l'hiver 1992-93.....	36
<b>Tableau 7</b>	Résultats de comparaison de $T_bV$ à 37 GHz et $T_{air}$ l'hiver 2002-03.....	37
<b>Tableau 8</b>	Les résultats de comparaison (régression linéaire) de $T_{sc}$ vs $T_{air}$ de l'hiver 2002-2003.....	43
<b>Tableau 9</b>	Les résultats de comparaison (régression linéaire) de $T_{sc}$ vs $T_{air}$ de l'hiver 1992-1993.....	43
<b>Tableau 10</b>	Les résultats de comparaison (régression linéaire) de $T_{sc}$ vs $T_{air}$ des deux hivers	43
<b>Tableau 11</b>	Statistique des régressions linéaires inverses.....	45
<b>Tableau 12</b>	Résultats de la validation par province.....	47
<b>Tableau 13</b>	Résultats de la validation par région.....	47
<b>Tableau 14</b>	Résultats de la validation ( $T_{sIR}$ vs $T_{sc}$ ) par région.....	54
<b>Tableau 15</b>	Résultats de la validation ( $T_{sIR}$ vs $T_{sc}$ ) selon la hauteur de neige pour la non-prairie.....	55

## Liste des annexes

<b>Annexe 1</b>	– Liste des stations météorologiques sélectionnées dans cette étude.....	64
<b>Annexe 2</b>	– Profils de $T_bV$ , $T_{air}$ et $h_{neige}$ .....	85

## Glossaire

<b>AVHRR</b>	Advanced Very High Resolution Radiometer
<b>EASE-Grid</b>	Equal Area Scalable Earth – Grid
<b>GOES</b>	The Geostationary Operational Environmental Satellite
<b>HUT</b>	Helsinki University of Technology
<b>ICSTMP</b>	IR retrieved clear sky composite temperature
<b>ISCCP</b>	International Satellite Cloud Climatology Project
<b>NOAA</b>	National Oceanic and Atmospheric Administration
<b>RMSE</b>	Erreur quadratique moyenne
<b>R<sup>2</sup></b>	coefficient de corrélation
<b>SSM/I</b>	Special sensor Microwave/Imager
<b><math>\Delta T_b</math></b>	Différence normalisée des températures brillance
<b><math>\delta</math></b>	écart type de la série $\Delta T_b$
<b><math>\phi</math></b>	angle azimutal
<b><math>\theta</math></b>	angle d'incidence
<b><math>\tau</math></b>	transmission atmosphérique
<b><i>alt</i></b>	altitude topographique de la station météorologique
<b><math>B_f</math></b>	brillance spectrale du corps noir, $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\text{Hz}^{-1}$
<b><i>c</i></b>	vitesse de la lumière dans le vide ( $3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$ )
<b><i>E</i></b>	énergie des photons
<b><math>e_{\text{surface}}</math></b>	émissivité de surface (sans unité)
<b><math>e_{\text{neige}}</math></b>	émissivité du terrain couvert par la neige.
<b><math>e_V</math></b>	émissivité verticale
<b><math>e_{\text{sol}}</math></b>	émissivité du sol
<b><i>f</i></b>	fréquence, Hz
<b><math>f_{\text{for}}</math></b>	fraction de la forêt
<b><math>f_{\text{lac}}</math></b>	fraction de lac ou surface d'eau
<b><math>f_{\text{mer}}</math></b>	fraction de la mer
<b><i>h</i></b>	constante de Planck ( $6,63 \times 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{s}$ )

$h_{neige}$	hauteur de neige
IR	infrarouge
$Id.$	identification de la station météorologique
$k$	constante de Boltzmann = $1,38 \times 10^{-23} \text{ JK}^{-1}$
$L$	facteur de perte de la canopée de la forêt
$lat$	latitude
$lon$	longitude
$seuil_{été}$	seuil pour déterminer la présence ou non de neige
$sv$	volume de troncs ( $\text{m}^3/\text{ha}$ )
$t$	transmissivité de la forêt
$T$	température du corps noir, en K
$T_a^*$	température apparente
$T_{ac}$	température de l'air calculée
$T_{air}$	température de l'air
$T_{air}^c$	valeur de $T_{air}$ estimée
$T_{atm} \uparrow (\downarrow)$	température de brillance, contribution atmosphérique ascendante (descendante)
$T_b$	température de brillance mesurée par le capteur
$T_{bcorr}$	température de brillance corrigée par la forêt et des effets atmosphériques
$T_{bcorr}^f$	température de brillance corrigée par la forêt
$T_{bfor}$	température de brillance du couvert de la neige et la forêt
$T_{bneige}$	température de brillance de la neige et du terrain au-dessous
$T_{b surface}$	température de brillance de la surface
$T_{bV19}$	température de brillance mesurée en polarisation verticale à 19 GHz
$T_{bV37}$	température de brillance mesurée en polarisation verticale à 37 GHz
$T_{cosmic}$	contribution cosmique
$T_s$	température de surface
$T_{sc}$	température de surface calculée
$T_{sc}^*$	valeur de $T_{sc}$ estimée
$T_{sIR}$	température de surface dérivée des mesures IR (thermique)
$T_{veg}$	température de la végétation

## Remerciements

Je tiens à remercier Alain Royer d'avoir accepté d'être mon directeur de recherche, pour son engagement dans ce mémoire, ses conseils éclairés et sa grande disponibilité tout au long de mes travaux de recherche. Aussi je le remercie de m'avoir accueillie au Centre d'applications et recherches en télédétection (CARTEL). Dans la même foulée, je remercie l'Université de Sherbrooke.

Remerciements aussi à tous les membres du jury: Alain Royer, Michel Fily et Hardy Granberg pour le temps qu'ils ont pris à examiner ce mémoire et les remarques constructives qu'ils ont pu formuler .

Je tiens à remercier le CRSNG, Ouranos ainsi que CRYSYS-Environment Canada et la Fondation Canadienne pour les sciences de climat et de l'atmosphère pour le support financier apporté tout au long de la réalisation de cette recherche.

Ma gratitude va également au Service Météorologique du Canada qui nous a fourni la base de données de température de l'air.

Je suis également reconnaissant à Arnaud Mialon pour ses connaissances et ses conseils apportés en matière de programmation et de traitement de données.

Finalement, un grand merci à mon mari et mes enfants pour avoir m'accompagné le long de ma maîtrise.

## 1. Introduction

Dans cette introduction nous décrivons le contexte général de notre travail de recherche afin d'énoncer la problématique, de décrire les objectifs et de formuler les hypothèses. Enfin, nous présentons un plan de lecture du mémoire.

### 1.1. Problématique

Les observations météorologiques dans les hautes latitudes nord montrent depuis 30 ans un réchauffement très marqué : 2-3° en Alaska - Sibérie (ACIA, 2004). L'augmentation de température est encore plus prononcée l'hiver (+4°C au nord-ouest du Canada). Un refroidissement est par contre observé dans le nord-est canadien (-1,-2°C en décembre, janvier et février). Mais les stations météorologiques sont très éparées sur l'étendue du territoire et les erreurs associées à ces variations peuvent être très importantes. Dans l'hémisphère nord il n'y a que 59 stations au delà de 64 °N ayant de longues séries de données météorologiques, et seulement 13 au Canada et 3 en Alaska (Overland *et al.*, 2004). En prenant la liste de ces 16 stations Nord-américaines, la plus petite distance moyenne entre ces stations est de 686 km! (variant de 945 km à 382 km) (distance orthodromique, soit la plus courte distance entre deux points sur la surface terrestre ou la « distance à vol d'oiseau »).

De plus, la représentativité des stations météorologiques toujours situées sur un site dégagé, et souvent proche des villes ou en zones côtières, peut être remise en cause, particulièrement l'hiver. La télédétection passive par hyperfréquences pourrait donc apporter un complément d'information critique aux mesures faites au sol en permettant de trouver une solution pour mieux caractériser les variations de la température de surface pendant l'hiver à l'aide d'un modèle d'émission micro-onde de la neige.

Les images satellites de capteurs opérant dans le domaine spectral des micro-ondes rendent possible l'estimation de la température de la surface terrestre (de façon satisfaisante) avec une précision mineure à 3 °C en absence de neige (Aires *et al.*, 2001, Prigent et Rossow, 1999, Njoku et Li, 1999, Prigent *et al.*, 2003, Pulliainen *et al.* 1997, Fily *et al.*, 2003). Cependant, l'analyse des

observations micro-onde dans le terrain pour déterminer des paramètres de surface est limitée à cause de la complexité du problème inverse impliqué (Aires *et al.*, 2001).

En présence de neige, l'extraction des paramètres de surface par des observations micro-ondes est un problème complexe et mal conditionné (Prigent et Aires, 2003). Son extraction est difficile à cause de la physique de l'émission micro-onde passive et aussi à cause du gradient thermique dans le couvert de neige (McFarland *et al.*, 1990). Singh et Gan (in press) proposent des méthodes basées sur l'équation de diffusion de la chaleur pour calculer la température de la neige, par contre ils utilisent des données NOAA-AVHRR dans l'Infrarouge.

Les capteurs satellites micro-onde donnent une température de brillance liée à la température caractérisant la surface terrestre. Cette température de brillance mesurée est en fait une somme de différentes contributions. Par exemple, dans le cas d'une surface en présence de végétation et de neige, la température de brillance résultante correspond à la somme des températures de brillance associées aux couches traversées, modulées par les facteurs de transmission de la canopée et par les propriétés de la neige comme la densité et la taille caractéristique des grains (Mognard et Josberger, 2002, Roy *et al.*, 2004, Grippa *et al.*, 2004).

La correcte identification de la couverture de terrain est préalable aux procédures de régression pour trouver des paramètres de surface (Neale *et al.*, 1990), en conséquence l'information détaillée de la couverture du terrain est essentielle. Le type de surface a une influence plus élevée sur la température de brillance aux fréquences basses (24 et 34 GHz) que sur celle aux fréquences hautes et la température de brillance est très sensible à la végétation même en présence de neige (Kurvonen et Hallikainen, 1997).

Les capteurs satellites fournissent une température qui est guidée par l'émission de la surface du terrain. L'émissivité de la surface est près de l'unité dans une région couverte densément par des végétaux, et elle est modulée par plusieurs facteurs (par exemple, la neige), qui compliquent sa modélisation (Prigent et Rossow, 1999). Selon Kurvonen *et al.* (1998), la présence de la forêt et de la neige contrôle le comportement de l'émissivité micro-onde; ces auteurs affirment que la biomasse a une forte influence sur les températures de brillances ( $T_b$ ) et ils présentent une

nouvelle méthode d'inversion pour estimer la biomasse. D'autre part, Shuman *et al.* (1995) modèlent l'émissivité avec une sinusoïde annuelle. Le modèle semi-empirique d'émission micro-onde développé par une équipe de la *Helsinki University of Technology* (HUT) permet de simuler l'émissivité et la température de brillance observée par le capteur en présence d'un sol couvert de neige (Pulliainen *et al.*, 1998).

En général, nous parlons de la température de surface, mais il faut mentionner que plusieurs températures déterminent les différentes couches du système terrestre (Mialon, 2005). La température de l'air mesurée par les stations météorologiques à deux mètres de hauteur peut différer significativement de la température à l'interface neige/sol, et sur la neige, on peut avoir des inversions de température très fortes dans les premiers décimètres. Cependant, la distribution spatio-temporelle de la température au sol est liée à celle de la température de l'air (Zhang *et al.*, 2005). La neige, la végétation, l'humidité du sol et d'autres variables climatiques vont aussi moduler cette relation.

Notre projet a été motivé par la nécessité d'améliorer l'estimation de la température d'une surface couverte par une couche de neige étant donné qu'il n'existe actuellement pas de méthode fiable pour estimer la température l'hiver. Aussi, nous allons considérer le couvert nival comme homogène et isotherme et que tout est gelé en hiver.

Dans ce mémoire, la température de surface sera associée à la température à l'interface air/neige ( $T_{neige}$ ) qui sera considérée égale à celle de l'air ( $T_{air}$ ) afin de simplifier le problème. Notre recherche basée sur un ensemble des données statistiquement très significatif permettra de définir précisément les limites pratiques pour le Canada de cette hypothèse simplificatrice ( $T_{neige} = T_{air}$ ).

Le problème d'obtenir la température du sol (interface neige-sol) demande un modèle physique qui permet de modéliser la métamorphose de la neige et cela constitue une future étape de la recherche. En conséquence, la démarche utilisée dans notre projet servira aussi de préalable à l'inversion d'un modèle physique qui permettra de différencier la température de la neige de celle de l'air et de celle du sol, dans des recherches postérieures.



## **1.2. Objectifs**

L'objectif général du projet est de mieux caractériser par micro-onde passive (SSM/I) les variations de la température de la surface durant l'hiver, soit de la neige ou de la surface air/neige. Nous chercherons à développer une nouvelle méthode pour estimer la température de la neige à partir des mesures de température de brillance à l'aide d'un modèle d'émissivité dérivé du modèle HUT.

Les objectifs spécifiques sont : en premier lieu, de mettre au point une méthode de détermination du type de couverture du terrain, ensuite, d'établir une méthode de calcul de la température de neige en utilisant la base de données SSM/I et finalement, de comparer les valeurs résultantes de température avec la température de l'air mesurée.

La recherche vise à comprendre davantage la relation entre la température de la neige et celle mesurée par les capteurs micro-ondes passifs.

## **1.3. Hypothèses de la recherche**

L'hypothèse sur laquelle repose notre projet est que l'on peut développer une nouvelle méthode pour découpler la température et l'émissivité, dans le domaine micro-onde passive, pour sortir la température de surface l'hiver, que l'on considère égale à la température de l'air. La simulation de la température de brillance avec le modèle semi-empirique HUT et les données météorologiques, la température de l'air et la hauteur de neige, nous aideront à définir une formulation empirique originale.

La nouvelle relation établie devra être meilleure statistiquement que la relation brute entre la température de brillance et celle de l'air sur l'ensemble du territoire canadien.

## 1.4. Plan général du mémoire

À la suite de cette introduction, nous rappelons le cadre théorique du mémoire pour décrire le rayonnement micro-onde et le concept de la température de brillance dans cette portion du spectre. Nous y présentons aussi le modèle semi-empirique HUT qui permet de faire les simulations des émissions micro-ondes.

Dans le cadre expérimental du mémoire, nous décrivons le site d'étude et les données utilisées. Postérieurement, nous précisons les étapes méthodologiques suivies.

Ensuite, nous présentons les résultats en mettant en lumière la vérification des hypothèses. Enfin, la dernière partie est consacrée à la conclusion des résultats en soulignant la puissance de cette recherche ainsi que les limites et les faiblesses méthodologiques. Des suggestions des travaux subséquents sont aussi énoncées.

## 2. Théorie

### 2.1. Le corps noir et la température de brillance

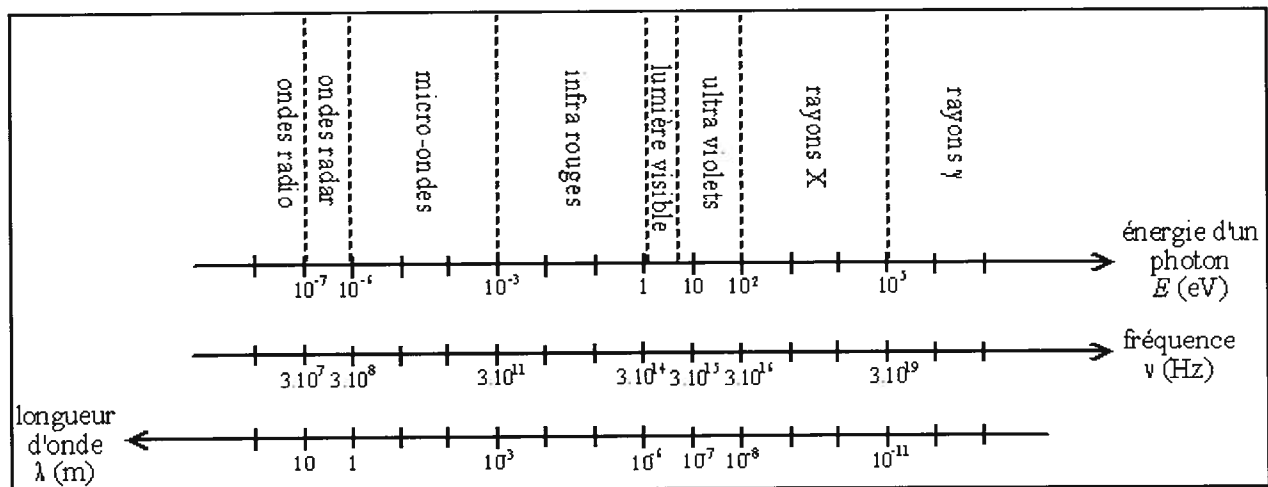
Le spectre électromagnétique est la décomposition du rayonnement électromagnétique selon ses différentes composantes en terme de longueur d'onde ou sa fréquence ( $f$ ), les deux grandeurs étant liées par la vitesse de la lumière  $c$  ( $c = f \lambda$ ). La fréquence est définie comme le nombre d'oscillations qui passent par un point donné en une seconde. L'unité de fréquence est le hertz (1 Hz = 1 oscillation par seconde). Plus la longueur d'onde est petite, plus les oscillations sont rapprochées, et plus la fréquence est grande (on parle alors de haute fréquence).

Le spectre électromagnétique se caractérise aussi en terme de l'énergie des photons  $E$  qui est liée à la fréquence par la constante de Planck  $h$  ( $E = h f$ ). La figure 1 montre un schéma du spectre électromagnétique.

Un corps noir est défini comme un objet idéal absorbant l'énergie électromagnétique qu'il reçoit, sans en réfléchir ni en transmettre. Il n'est fait aucune autre hypothèse sur la nature de l'objet. La lumière étant une onde électromagnétique, elle est absorbée totalement et l'objet devrait donc apparaître noir, d'où son nom. En physique, le corps noir est un modèle utilisé pour représenter et comprendre le rayonnement électromagnétique d'un objet en fonction de sa température.

Le corps noir est aussi un parfait émetteur : il rayonne donc de l'énergie : puisqu'il absorbe toute l'énergie électromagnétique qu'il reçoit, il doit nécessairement en céder, sinon sa température augmenterait. La caractéristique principale est que le spectre de l'énergie rayonnée (c'est-à-dire la répartition de la quantité d'énergie en fonction de la longueur d'onde) ne dépend que de la température et de rien d'autre. C'est ce qu'on appelle le rayonnement du corps noir.

Cette radiation sous forme d'onde est composée de deux champs, l'un électrique et l'autre magnétique, qui oscillent dans deux plans perpendiculaires. L'évolution du champ électrique est caractérisée par la polarisation de l'onde. La lumière naturelle émise par la surface, à l'origine non polarisée, peut acquérir une certaine polarisation à la suite de la réflexion sur certaines surfaces; en conséquence, nous pouvons obtenir une information sur ces milieux. C'est pour cela, il est d'intérêt à mesurer la polarisation en télédétection.



Tiré de [http://fr.wikipedia.org/wiki/Image:Spectre\\_onde\\_electromagnetique.png](http://fr.wikipedia.org/wiki/Image:Spectre_onde_electromagnetique.png)

**Figure 1 - Classification des ondes électromagnétiques en fonction de leur longueur d'onde, de leur fréquence ou de l'énergie des photons**

Le modèle du corps noir a permis à Max Planck de découvrir la quantification des interactions électromagnétiques, un des fondements de la physique quantique. Selon la loi de Planck, un corps noir émet dans toutes les directions et sa brillance spectrale est exprimée par (Ulaby *et al.*, 1981, page 192) :

$$B_f = \frac{2hf^3}{c^2} \left( \frac{1}{e^{hf/kT} - 1} \right) \quad (1)$$

où

$B_f$  = brillance spectrale du corps noir,  $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\text{Hz}^{-1}$

$h$  = constante de Planck =  $6,63 \times 10^{-34}$  Js

$f$  = fréquence, Hz

$k$  = constante de Boltzmann =  $1,38 \times 10^{-23}$  JK<sup>-1</sup>

$T$  = température du corps noir, en K

$c$  = la vitesse de la lumière =  $3 \times 10^8$  ms<sup>-1</sup>

La radiation d'un corps noir décrite selon la loi de Planck peut être simplifiée dans le domaine des micro-ondes du spectre électromagnétique (aux températures de l'ordre de la température superficielle de la Terre) par l'approximation de Jeans Rayleigh ( $hf \ll kT$ ) :

$$B_f = \frac{2f^2 kT}{c^2} = \frac{2kT}{\lambda^2} \quad (2)$$

Un corps réel est en général assimilé à un corps gris puisqu'il n'absorbe pas tout le rayonnement reçu, une partie est réfléchi ou transmise. De même, à température égale, un corps gris n'émet pas autant qu'un corps noir.

Soit  $\theta$  l'angle d'incidence et  $\phi$  l'angle azimutal, si la brillance d'un corps réel est décrite par  $B(\theta, \phi)$  dépendant de sa direction et ayant une température physique  $T$ , il est possible de définir

une température radiométrique apparente  $T_b(\theta, \phi)$ , appelée température de brillance, équivalente à la température physique  $T$  que devrait avoir un corps noir pour avoir une brillance  $B(\theta, \phi)$ .

Donc, l'énergie du rayonnement électromagnétique micro-onde émise par une surface, peut être représentée par sa température de brillance qui correspond à la température d'un corps noir émettant la même énergie.

La brillance  $B(\theta, \phi)$  d'un corps réel relatif à celle d'un corps noir à la même température est définie par son émissivité  $e(\theta, \phi)$  :

$$e(\theta, \phi) = \frac{T_b(\theta, \phi)}{T} \quad (3)$$

L'équation (3) s'applique à un corps ayant une température physique uniforme. La température de brillance d'un corps réel  $T_b(\theta, \phi)$  est toujours plus petite ou égale à sa température physique  $T$ .

Cette simplification permet d'exprimer la température de brillance  $T_b$  de la surface terrestre en une fonction linéaire de la température relative à cette surface,  $T_s$  :

$$T_{b\text{surface}} \approx e_{\text{surface}} T_s \quad (4)$$

L'émissivité d'un objet visé dépend de leur nature physico-chimique, de leur état de surface ; elle varie avec la longueur d'onde, la direction d'émission et la température de surface.

## 2.2. Pour quoi les micro-ondes?

Les micro-ondes passives ont des propriétés particulières en télédétection, parce qu'elles passent à travers des nuages, la bruine, la poussière et la pluie fine puisqu'elles ne sont pas sujets à la diffusion atmosphérique qui affecte les ondes plus courtes. Cette propriété permet la détection dans presque toutes les conditions atmosphériques, et donc l'acquisition des données en tout temps ([http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/resource/tutor/fundam/chapter3/01\\_f.php](http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/resource/tutor/fundam/chapter3/01_f.php)).

De plus, la télédétection hyperfréquence n'est pas dépendante du soleil comme source d'illumination. Au niveau du satellite, un capteur mesure de manière passive dans le domaine micro-onde une certaine quantité d'énergie, généralement très faible, et qui est présentée en température de brillance spectrale  $T_b$ . Comme l'énergie disponible est faible, le champ de vision doit donc être assez grand pour détecter l'énergie du signal. Par contre, la taille de l'antenne et les effets de la diffraction constituent une limitation. C'est pour cela que les données micro-onde présentent une résolution spatiale faible.

Les micro-ondes sont sensibles à la température, la présence de l'eau, de la végétation et de la neige et on dispose d'une longue série de données (de 1979 à nos jours).

### **2.3. Émission micro-onde du terrain : contributions**

L'énergie enregistrée dans la partie du spectre des hyperfréquences par un capteur passif peut être émise par l'atmosphère, réfléchi du sol, émise par le sol ou transmise du sous-sol.

Les différentes contributions provenant du terrain et acquises par le capteur peuvent être résumées à la figure 2 où nous considérons un terrain en présence d'une forêt couvert par une couche de neige. L'onde électromagnétique émise par le sol se propage à travers la couche de neige et la radiation émise est atténuée par la neige traversée.

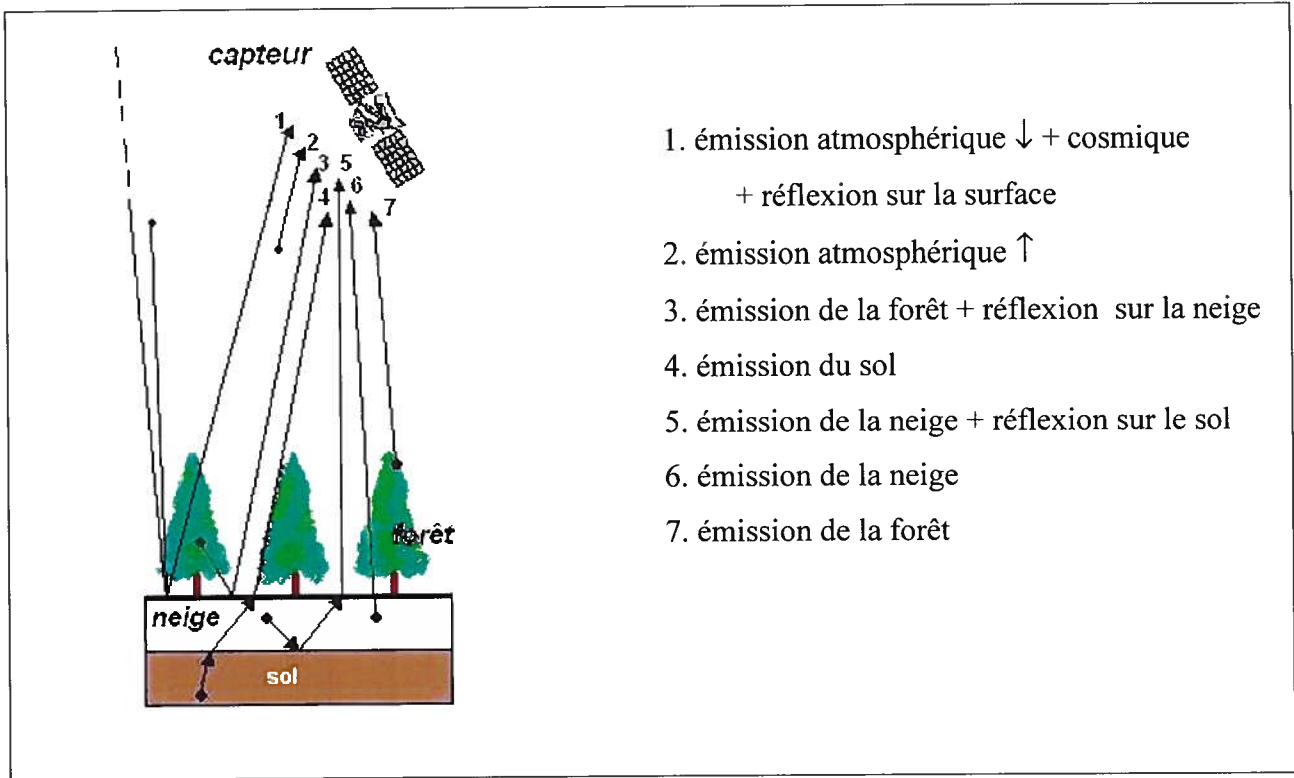


Figure 2 - Contributions d'émission micro-onde du terrain acquises par le capteur

#### 2.4. Détermination de la présence de neige

Comme la neige atténue plus fortement le signal à 37 GHz (courtes longueurs d'onde) qu'à 19 GHz (grandes longueurs d'onde) à cause de la diffusion (Neale *et al.*, 1990), la différence des températures de brillance entre ces deux polarisations ( $T_b V_{37}$  et  $T_b V_{19}$ ) est un indicateur de la présence de neige. À partir de cette différence, on calcule un indice ( $\Delta T_b$ ) qui constitue une méthode très efficace pour mettre en évidence le couvert nival (Langlois, 2003).

$$\Delta T_b = \frac{T_b V_{37} - T_b V_{19}}{T_b V_{19}} \quad (5)$$

La couverture du sol influence les valeurs du gradient de température; en conséquence, un pixel déterminé nécessite un seuil particulier pour définir la présence ou l'absence de neige.

## 2.5. Modèle HUT

Le module HUT modélise la propagation du rayonnement micro-onde au travers de la couche de neige, de la végétation et de l'atmosphère. Dans ce modèle, la couverture de la forêt et l'atmosphère sont traitées avec des approches empiriques (Pulliainen *et al.*, 1999) tandis que la réflectivité sol-neige est modelée en utilisant un modèle de réflectivité du sol (Wegmüller et Mätzler, 1999).

Roy *et al.* (2004) proposent une modification au coefficient d'extinction de la neige en fonction de la taille des grains pour mieux adapter le modèle au contexte canadien. Pardé *et al.* (2005) suggèrent une estimation de la transmittance micro-onde de la forêt adaptée à celle canadienne. Leurs résultats montrent que la transmittance est corrélée avec la biomasse des troncs.

La dérivation du modèle HUT a été faite à partir de l'équation de transmission radiative pour la propagation de la radiation et l'expression finale est décrite de la façon suivante (Pulliainen *et al.*, 1999):

$$T_b = \tau T_{b\ surface} + T_{atm\uparrow} + \tau(1 - e_{surface})(T_{atm\downarrow} + \tau T_{cosmic}) \quad (6)$$

où

$T_b$	température de brillance mesurée par le capteur
$\tau$	transmission atmosphérique
$T_{b\ surface}$	température de brillance de la surface.
$T_{atm\uparrow(\downarrow)}$	température de brillance, contribution atmosphérique ascendante (descendante)
$e_{surface}$	émissivité de la surface

La valeur  $T_{cosmic}$  correspond à la température d'origine cosmique, et souvent elle est considérée négligeable ( $T_{cosmic} = 2.7\text{ K}$ ).

Pendant l'hiver et en présence d'une région forestière et non forestière, la température de brillance de la surface est la sommation des effets de chacune de ces régions :



$$T_{b\ surface} = f_{for} T_{b\ for} + (1 - f_{for}) T_{b\ neige} \quad (7)$$

où

$f_{for}$  fraction de la forêt

$T_{b\ for}$  température de brillance du couvert de la neige et la forêt

$T_{b\ neige}$  température de brillance de la neige et du terrain au-dessous

En négligeant les effets de diffusion de la forêt, l'expression de la température de brillance de la forêt en présence de neige ( $T_{bfor}$ ) a deux contributions : celle de la neige et celle de la végétation (Ulaby *et al.*, 1986):

$$T_{bfor} = \left(1 + \frac{1 - e_{neige}}{L}\right) \left(1 - \frac{1}{L}\right) T_{veg} + \left(\frac{e_{neige}}{L}\right) T_{neige} \quad (8a)$$

où

$T_{veg}$  température de la végétation

$T_{neige}$  température de la couche de neige qui couvre le terrain

$L$  facteur de perte de la canopée de la forêt

$e_{neige}$  émissivité du terrain couvert de neige

Si l'on considère  $T_{neige} = T_{veg} = T_s$ , l'équation (8a) devient :

$$T_{bfor} = \left(1 - \frac{1}{L^2} (1 - e_{neige})\right) T_s \quad (8b)$$

où

$T_s$  température physique de la surface

L'approche utilisée par le modèle HUT considère le couvert nival comme homogène et isotherme; c'est un modèle valide en Finlande que nous allons appliquer au Canada.

D'autre part, nous pouvons exprimer la température de brillance de la neige et du terrain au-dessous en fonction de son émissivité et sa température physique selon l'équation (9) :

$$T_{bneige} = e_{neige} T_{neige} \quad (9)$$

et comme dans notre projet, nous considérons la température de la surface égale à la température de la neige et celle de l'air,  $T_{neige} = T_s = T_a$ , donc,

$$T_{bneige} = e_{neige} T_s \quad (10)$$

En conséquence, nous pouvons exprimer l'équation (8) comme

$$T_{bfor} = (1 - L^{-2}) T_s + T_{bneige} L^{-2} \quad (11)$$

Nous pouvons récrire l'expression (7) en remplaçant  $T_{bfor}$  par l'expression (11) et nous obtenons l'expression (12) :

$$T_{bsurface} = f_{for} ((1 - L^{-2}) T_s + T_{bneige} L^{-2}) + (1 - f_{for}) T_{bneige} \quad (12)$$

À partir de cette dernière équation, nous pouvons obtenir une expression pour  $T_{bneige}$  :

$$T_{bneige} = \left[ \frac{T_{bsurface} - f_{for} (1 - L^{-2}) T_s}{1 - f_{for} (1 - L^{-2})} \right] \quad (13)$$

En réalité l'expression  $T_{bneige}$  correspond à la valeur de  $T_b$  produite par le sol couvert de neige en éliminant la contribution de la forêt, donc elle est considérée comme l'expression de la température de brillance corrigée par la forêt, que nous appelons  $T_{bcorr f}$ :

$$T_{bcorr f} = T_{bneige} = \left[ \frac{T_{bsurface} - f_{for} Y T_s}{1 - f_{for} Y} \right] \quad (14)$$

où

$$Y = (1-L^{-2}) \quad (15)$$

D'un autre côté, si nous récrivons l'expression (6), nous obtenons

$$\frac{T_{bsurface} - T_{atm\downarrow} \tau - T_{atm\uparrow}}{\tau} = e_{surface} (T_s - T_{atm\downarrow}) \quad (16)$$

Par la suite, nous corrigeons la  $T_{bsurface}$  du premier terme de l'équation (16) par la forêt en utilisant l'expression (14). Donc, l'équation (16) devient :

$$T_{bcorr} = e_{surface} T_a^* \quad (17)$$

où

$$T_{bcorr} = \left[ \frac{T_{bsurface} - f_{for} Y T_s}{1 - f_{for} Y} - T_{atm\downarrow} \tau - T_{atm\uparrow} \right] \frac{1}{\tau} \quad (18)$$

$$T_a^* = T_a - T_{atm\downarrow} \quad (19)$$

où  $T_{bcorr}$  est la température de brillance corrigée par la forêt et par des effets atmosphériques et  $T_a^*$  serait une sorte de température apparente.

Ces expressions sont applicables aux composantes en polarisation horizontale (H) et verticale (V) de  $T_b$ . Pour le cas de la polarisation verticale, l'expression (18) devient :

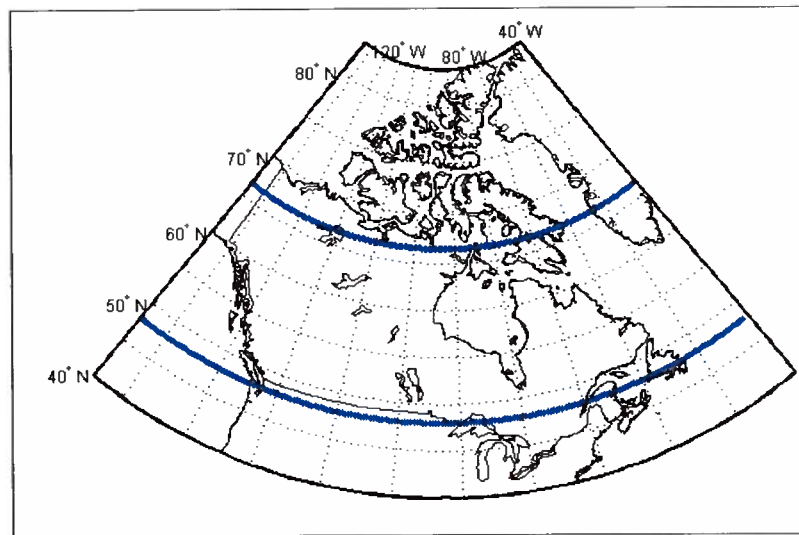
$$T_b V_{corr} = \left[ \frac{T_b V - f_{for} Y T_s - T_{atm\downarrow} \tau (1 - f_{for} Y) - T_{atm\uparrow} (1 - f_{for} Y)}{1 - f_{for} Y} \right] \frac{1}{\tau} \quad (20)$$

### 3. Cadre expérimental

#### 3.1. Région d'étude et la couverture temporelle

La région d'étude est le territoire canadien compris entre le cercle polaire (parallèle de  $66,56^\circ$ ) et le parallèle de  $48^\circ$  (figure 3). Ces limites sont établies afin d'assurer que les données vont répondre aux conditions de notre modèle pour retrouver la température de surface. Nous allons expliquer ces conditions dans les sections suivantes.

Nous allons utiliser les données de deux hivers dans cette étude : le 1992/93 et le 2002/03 (les mois : décembre, janvier, février et mars).



**Figure 3 - Région d'étude délimitée par le parallèle du cercle polaire et celui de  $48^\circ$**

## 3.2. Base de données

### 3.2.1. Données satellites

Les données de la base disponible de SSM/I fournies par la NSIDC (The National Snow and Ice Data Center), University of Colorado, Boulder, CO, sont présentées en température de brillance  $T_b$  qui sont acquises de manière passive dans le domaine micro-onde par le capteur *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) qui se trouve à bord de la série des satellites du Programme américain de Satellites Météorologiques de la Défense (DMSP). Son orbite est héliosynchrone, quasi-polaire ayant une inclinaison de  $98,8^\circ$  à une altitude moyenne de 860 Km et une période orbitale de 102 minutes. L'orbite donne une couverture complète de la terre sauf deux petites régions circulaires de 280 Km de diamètre aux pôles qui ne seront jamais couvertes à cause de l'inclinaison de l'orbite. La couverture est limitée aux heures de passages du satellite.

Le capteur SSM/I est un radiomètre imageur fonctionnant dans le domaine micro-onde qui mesure la radiation polarisée émise par la surface dans les polarisations verticales et horizontales à la fois, pour les fréquences de 19.3, 37 et 85.5 GHz et dans la polarisation verticale uniquement à la fréquence de 22.2 GHz ([http://podaac.jpl.nasa.gov:2031/sensor\\_docs/ssmi.html](http://podaac.jpl.nasa.gov:2031/sensor_docs/ssmi.html)). La résolution radiométrique de SSM/I est de 0,5 K. Les données originales sont codées sur des valeurs entières 16 bits.

La raison pour laquelle nous avons décidé d'utiliser les données des deux hivers : le 1992/93 et le 2002/03 est le fait que chacun s'adresse à une plateforme différente de capteur SSM/I : F11 et F13. L'analyse des données pour deux satellites différents permet de généraliser un peu mieux la méthode.

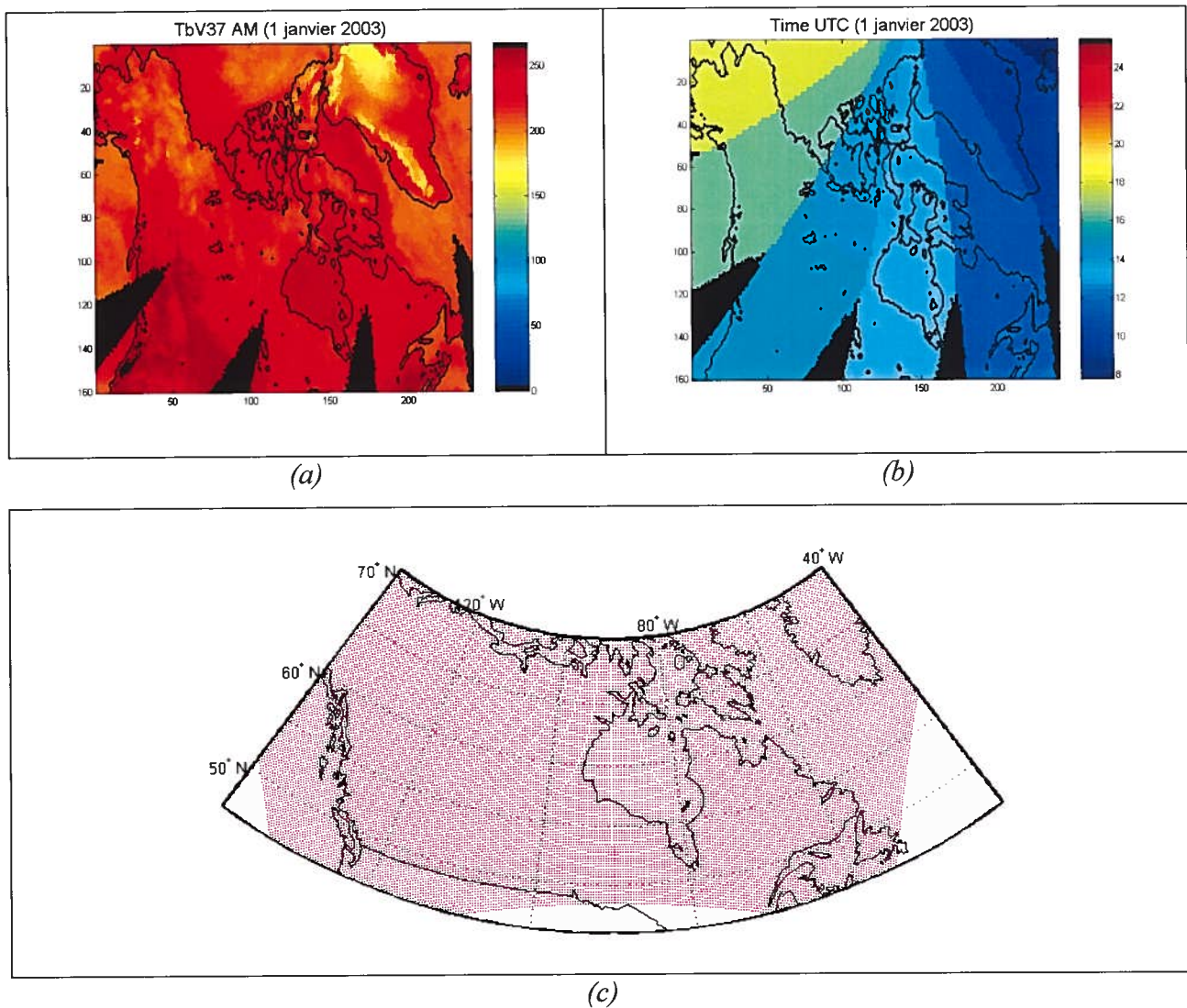
Quant aux données de  $T_b$ , les valeurs prises le matin (AM) en polarisation verticale pour 19.3 et 37 GHz sont utilisées. Nous avons pris les données prises le matin afin d'éviter les effets de la fonte de neige qui se produit plus probablement l'après-midi par l'effet du soleil. Donc, pour chaque fréquence, une valeur par jour sera disponible. Dans un fichier du temps se trouvent les heures du passage du satellite qui sont enregistrées en temps universel coordonné (UTC). Pour

déterminer le temps local, il faut soustraire le nombre approprié d'heures du temps selon le fuseau horaire correspondant.

Nous avons choisi les données en polarisation verticale parce qu'elles donnent toujours une émissivité plus grande que celles en polarisation horizontale. Le rayonnement polarisé verticalement qui se propageant au travers de couvert de neige est moins sensible à la stratigraphie horizontale de la couche de neige que le rayonnement polarisé horizontalement (Basist *et al.*, 1998).

Au départ, la résolution est différente pour chaque fréquence (une résolution de 37 km x 28 km pour 37 GHz et une résolution de 69 km x 43 km pour 19 GHz), mais le produit final disponible sur la EASE-Grid de The National Snow and Ice Data Center (NSIDC) est à 25 km de résolution. La EASE-Grid comprend trois projections d'égale surface développées à l'Université de Colorado, Boulder (Brodzik et Knowles, 2002). Le format EASE-GRID est une façon pratique de représenter l'hémisphère Nord comme étant une grille de 721 pixels par 721 pixels, où chaque pixel correspond à une zone de 625 km<sup>2</sup>.

Comme exemple, la figure 4 montre la distribution de  $T_b$  et les heures du passage (TIME) respectives pour le 1er janvier de 2003 à 37 GHz en polarisation verticale. Les zones de la figure en noir indiquent le manque de données pour ce jour-là, mais ces zones sont couvertes lors des cinq jours suivants. La partie (c) de la figure 4 montre la couverture de ces données en coordonnées géographiques.



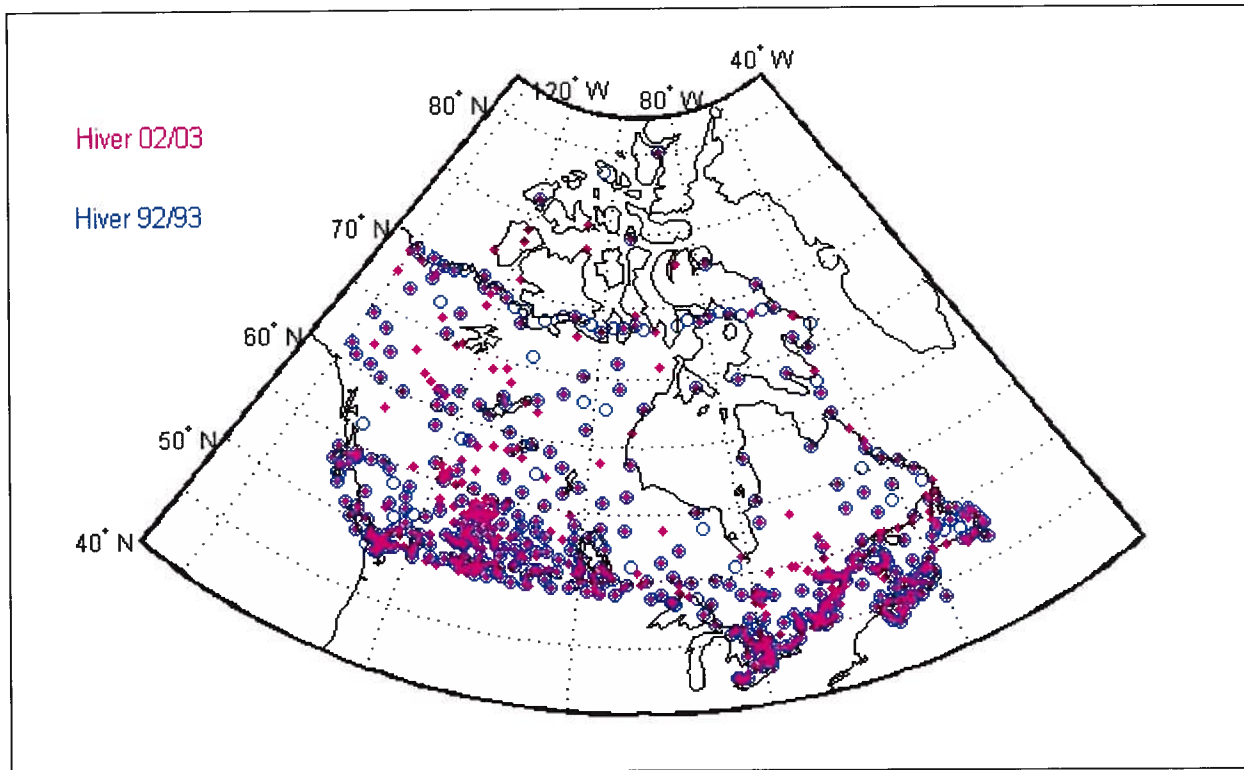
**Figure 4 - (a) Température de brillance (K) et (b) les heures du passage du satellite (UTC) (c) Couverture de ces données, en latitude et longitude**

### 3.2.2. Données météorologiques

Concernant les données météorologiques, nous avons utilisé des données de températures de l'air horaire ( $T_{air}$ ) fournies par les Services Climatologiques dépendant de la Direction des Archives Nationales et de la Gestion des Données du Service Météorologique du Canada, Environnement Canada. La base de données comprend toutes les valeurs disponibles de chaque hiver mentionné



ci-dessus, où le nombre d'observations par mois était variable (figure 5). Une sélection des données est nécessaire, car certaines stations fournissent très peu de mesures. Nous conservons les stations qui donnent un nombre de mesures statistiquement significatif (plus que 70%) au cours de chaque hiver.



**Figure 5 - Carte de localisation de toutes les stations météorologiques disponibles pour chaque hiver. Plus tard, le nombre des stations sera limité selon les critères de sélection de données**

La raison pour laquelle nous avons cherché une base de données horaire de températures de l'air a été de pouvoir obtenir une coïncidence en temps entre les données de la météo et celles de  $T_b$ . Par contre, McFarland *et al.* (1990) et Basist *et al.* (1998) utilisent des valeurs de température journalière minimale pour la dérivation de la température de surface parce que, selon eux, elles sont très proche à la température émise par la surface lors du passage ascendant du satellite.

En plus, nous avons commandé les données quotidiennes de la hauteur de neige,  $h_{neige}$ , afin de les consulter de façon secondaire.



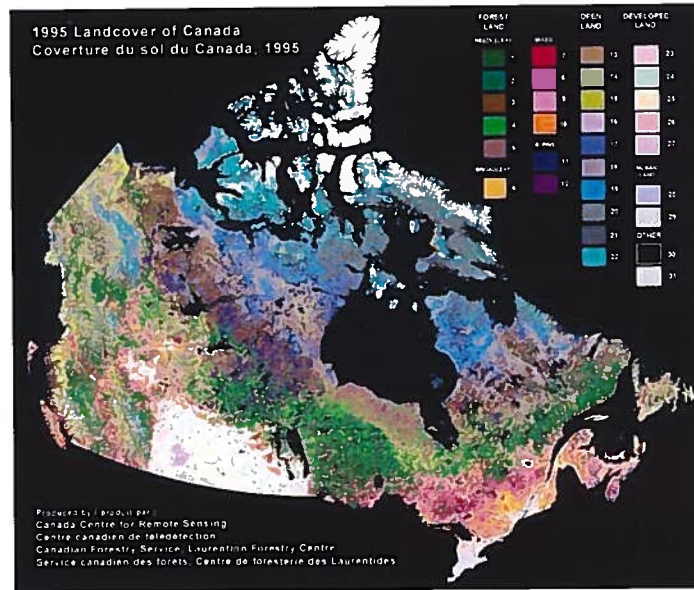
### 3.2.3 Données de couverture de terrain

Quant à la couverture du terrain, nous utilisons la carte de la couverture des Terres du Canada générée à partir de données AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) de NOAA par le Centre canadien de Télédétection et la base de données de Couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000 (Latifovic *et al.*, 2002).

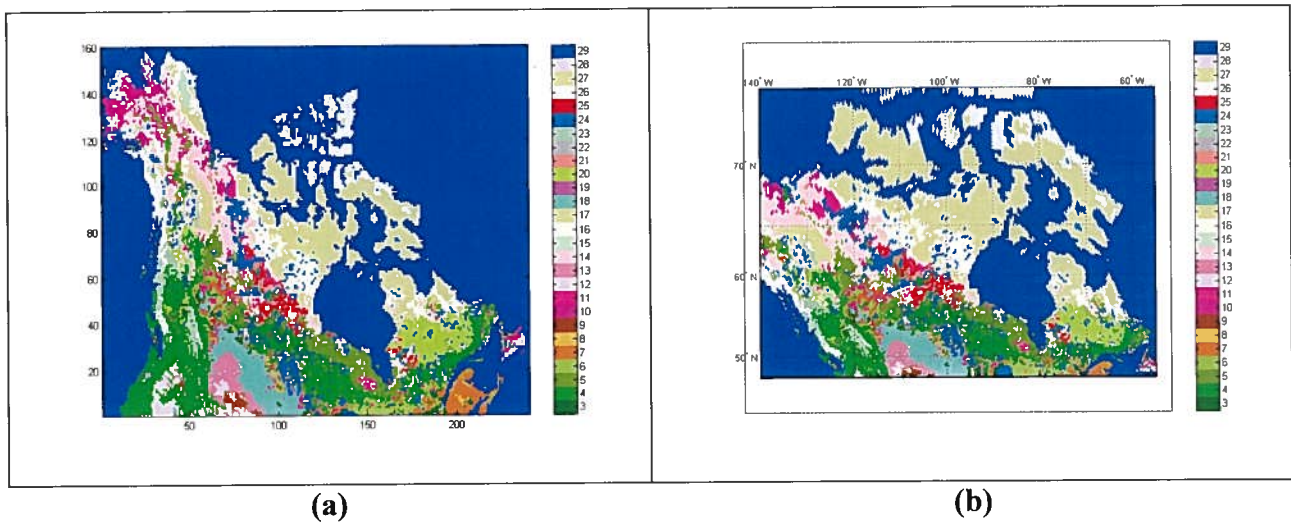
La carte de la couverture des Terres du Canada générée à partir de données AVHRR - NOAA montre la distribution de 31 types de couverture de terres au Canada (figure 6). La résolution nominale de cette carte est de 1 km. Elle est disponible en différents formats numériques et les fichiers peuvent être téléchargés à partir du site FTP du Centre de télédétection: <ftp2.ccrs.nrcan.gc.ca/ftp/ad/EMS/landcover95>.

La base de données de Couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000 est produite conjointement par le Centre de Télédétection NRCAN-CANADA et par l'US Geological Survey (Latifovic *et al.*, 2002). Ce jeu de données de l'Amérique du Nord comprend des données d'une résolution spatiale de 1 km saisies par le capteur SPOT VGT (VEGETATION) au cours de la saison de croissance de 2000 (d'avril à octobre) et il comprend de 29 classes de terrain (Tableau 1). Sa représentation projetée sur la EASE-GRID est montrée à la figure 7a et elle nous permet de bien déterminer la fraction de chacune des 29 classes à chaque pixel. Cette carte projetée en coordonnées géographiques (lat-lon) est montrée à la figure 7b.

Nous nous appuyons sur les deux cartes pour observer le type de terrain correspondant au pixel de chaque station, et nous utilisons la base des données de la Couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000 pour déterminer la fraction de forêt, de lac, de mer et de glacier à chaque station météorologique.



**Figure 6 - Carte de la couverture des Terres du Canada générée à partir de données AVHRR (poster produit par le Centre Canadien de Télédétection, Min. des Ressources renouvelables)**



**Figure 7 - Couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000 (Latifovic *et al.*, 2002) (a) projetée sur la EASE-Grid et (b) visualisation de la même figure en coordonnées géographiques (lat-lon)**

**Tableau 1 - Classes de terrain de la couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000**

1	Tropical or sub-tropical broadleaved Evergreen Forest - closed canopy
2	Tropical or sub-tropical broadleaved Deciduous Forest - closed canopy
3	Temperate or sub-polar broadleaved Deciduous Forest - closed canopy
4	Temperate or sub-polar Needleleaved Evergreen Forest - closed canopy
5	Temperate or sub-polar Needleleaved Evergreen Forest - open canopy
6	Temperate or sub-polar Needleleaved mixed Forest - closed canopy
7	Temperate or sub-polar Mixed broadleaved or Needleleaved Forest - closed canopy
8	Temperate or sub-polar Mixed broadleaved or Needleleaved Forest - open canopy
9	Temperate or sub-polar Broadleaved Evergreen Shrubland - closed canopy
10	Temperate or sub-polar Broadleaved Deciduous Shrubland - open canopy
11	Temperate or sub-polar Needleleaved Evergreen Shrubland - open canopy
12	Temperate or sub-polar Mixed Broadleaved or Needleleaved Dwarf Shrubland - open canopy
13	Temperate or sub-polar grassland
14	Temperate or sub-polar grassland with a sparse tree layer
15	Temperate or sub-polar grassland with a sparse shrub layer
16	Polar grassland with a sparse shrub layer
17	Polar grassland with a dwarf-sparse shrub layer
18	Cropland
19	Cropland and Shrubland/woodland
20	Subpolar Needleleaved Evergreen Forest Open Canopy - lichen understory
21	Unconsolidated Material Sparse vegetation (old burnt or other disturbance)
22	urban or built up
23	consolidated Rock sparse vegetation
24	waterbodies
25	recent burnt area
26	snow and ice
27	wetlands
28	herbaceous wetlands
29	ocean

#### 4. Méthodologie

L'organigramme de la figure 8 détaille les grandes étapes au cours du projet: la mise en place de la base de données, les étapes méthodologiques, les analyses des résultats et la validation.

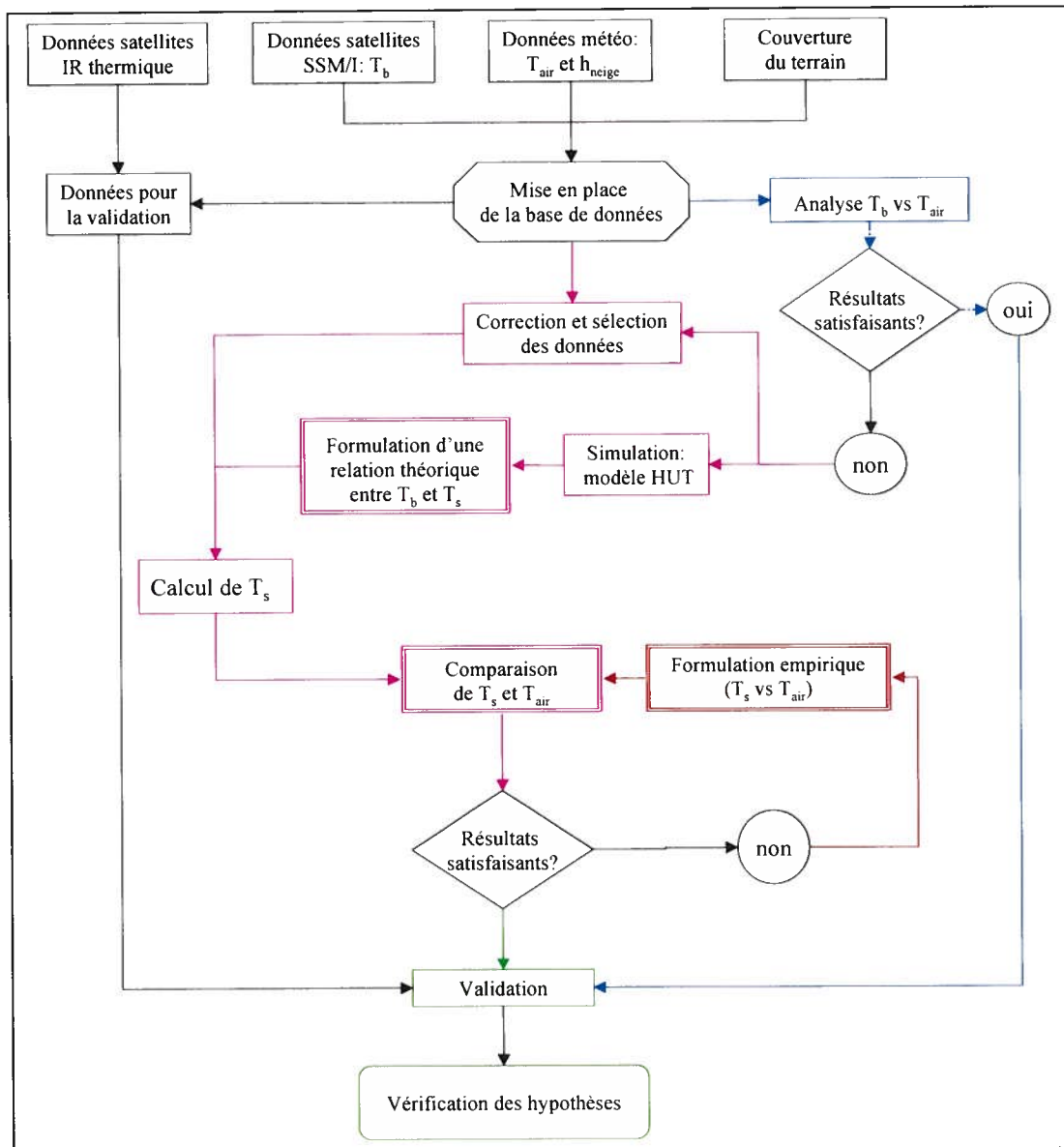


Figure 8 - Organigramme méthodologique

#### 4.1. Mise en place de la base de données

Comme nous l'avons vu précédemment, nous disposons d'une couverture irrégulière des températures horaires de l'air et de la hauteur de neige fournie par le réseau météorologique dans le territoire canadien, d'une couverture de la température de brillance assez homogène et complète fournie par les satellites et de deux versions de la classification des terres du Canada.

Pour relier ces trois bases de données, nous avons assigné à chaque station météorologique qui fournit les températures de l'air horaires, la valeur de  $T_b$  correspondant géographiquement en conservant l'information sur l'heure à laquelle la valeur de  $T_b$  est prise (l'heure du passage du satellite). Par la suite, nous avons cherché la valeur de la température de l'air qui se correspondait avec l'heure du passage du satellite. Comme les heures de la base des données de température sont fournies en temps local et la base SSM/I est en temps universel, nous devons tenir en compte la relation existante entre le temps local et l'universel dans chaque province du Canada.

Au moyen de la base de données de couverture de terres de l'Amérique du Nord de l'année 2000, nous avons obtenu le pourcentage de chaque classe du terrain à chaque station. Pour savoir quelle est la fraction de forêt que nous allons assigner à chaque station, nous avons considéré la fraction de toutes les classes de forêt présentes à chaque station. Comme chaque classe ne contribue pas de la même manière au pixel de la station à cause des variations de la densité de végétation, nous calculons la fraction totale de forêt au moyen de la sommation des fractions intervenantes pondérée par la densité de végétation. En suivant le même raisonnement, nous calculons le volume des troncs à chaque station.

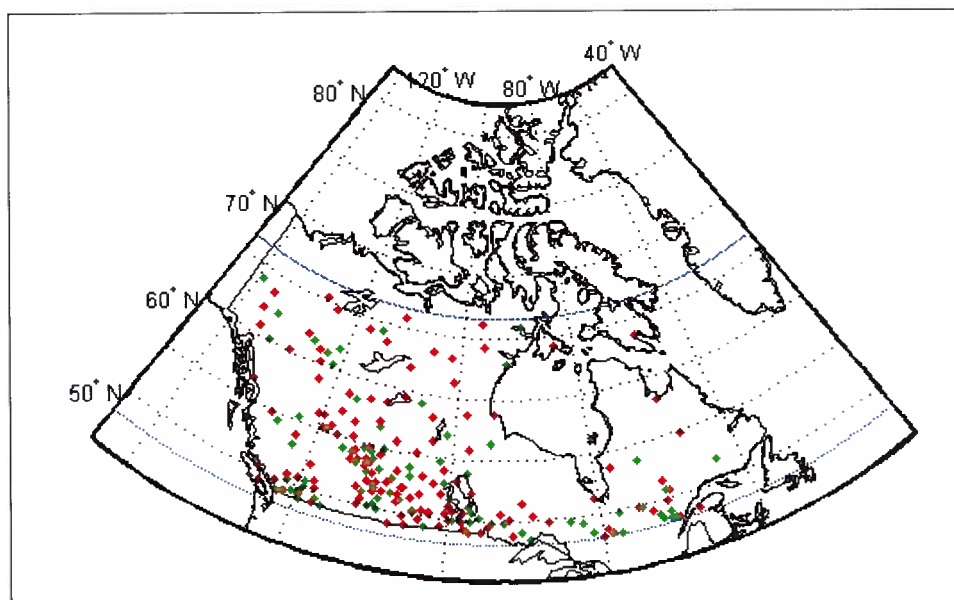
Après avoir analysé la couverture des terres, nous avons établi les valeurs de densité de végétation et du volume de troncs à chacune des 29 classes de végétation de la base de données de couverture des terres de l'Amérique du Nord de l'année 2000 (Tableau 2) à partir de la définition de ces classes (Latifovic *et al.*, 2002). Nous avons établi quatre niveaux de valeurs étant donné que la transmissivité de la forêt devient indépendante du volume de troncs quand ce dernier arrive à une valeur autour de 80 m<sup>3</sup>/ha (Pardé *et al.*, 2005).

**Tableau 2 - Densité de forêt et volume de troncs attribués à chaque classe du tableau 1**

Classe	Densité de forêt (%)	Volume de troncs (m <sup>3</sup> /ha)
3, 4, 6, 7	100	100
5, 8	50	50
9, 19, 20	10	10
10, 11, 12, 14	5	5
13, 15, 16, 17, 18	5	0

De cette façon, nous assignons à chaque station une fraction de forêt pondérée selon la densité des différentes classes de forêt intervenantes et un volume de troncs pondéré selon ces classes aussi.

Une fois que la base de données a été mise en place, nous avons destiné une partie des données à la validation. La figure 9 montre en couleur rouge les stations destinées à établir le modèle et en couleur verte les stations destinées à effectuer la validation.



**Figure 9 - Location des stations météorologiques concernées dans cette étude. En couleur rouge, les stations destinées à établir le modèle et en couleur verte, les stations destinées à effectuer la validation**



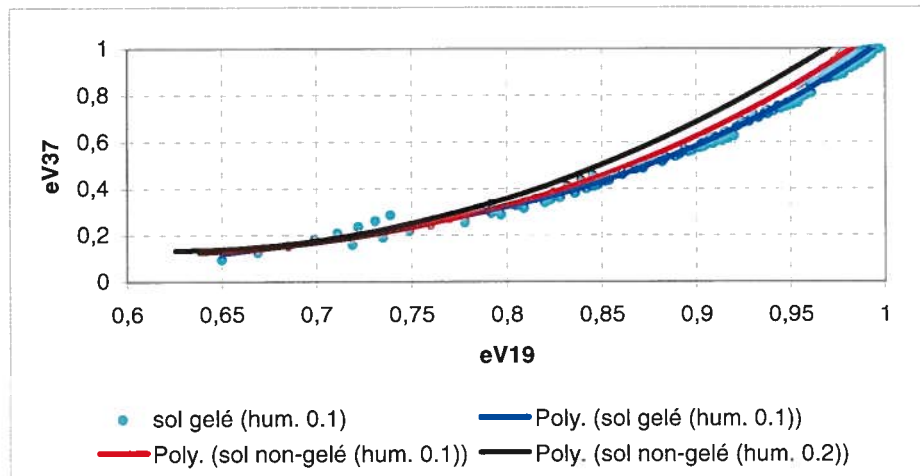
En annexe, nous énumérons les stations météorologiques concernées dans cette étude. Elles sont organisées par province et nous y indiquons leur location géographique, l'altitude topographique, la fraction de forêt et le volume de troncs qui leur correspondent, la fraction de mer et de surfaces d'eau liquide (lacs) et le seuil, au-dessous duquel on constate sa présence de neige (section 2.4.).

#### 4.2. Modèle théorique pour retrouver $T_s$

À l'aide du modèle semi-empirique HUT, nous simulons les valeurs de l'émissivité verticale à 19.35 et 37 GHz pour le cas du sol nu couvert par une couche de neige. Le modèle vise à considérer toutes les conditions de neige suivantes : une densité variant entre 0.05 et 0.4 g/cm<sup>3</sup>, une hauteur de neige entre 0 et 1 m et une taille de grain comprise entre 0.2 et 2 mm.

Nous établissons une relation théorique entre ces deux séries simulées d'émissivité en appliquant une régression polynomiale de troisième ordre (figure 10); nous y avons considéré trois cas des figures selon les conditions du sol sous la neige. En conséquence, nous pouvons exprimer l'émissivité verticale à 37 GHz en fonction de celle à 19.35 GHz :

$$eV_{37} = aeV_{19}^3 + beV_{19}^2 + ceV_{19} + d \quad (21)$$



**Figure 10 - Valeurs simulées de l'émissivité verticale à 19 GHz et 37 GHz avec le modèle HUT pour le cas d'un sol nu couvert par une couche de neige**

Il est difficile de vérifier la relation théorique eV19-eV37 à cause du manque des mesures d'émissivité sur le terrain. Cependant, dans la section de ce mémoire consacrée à la validation de notre méthode, nous faisons la comparaison de notre modèle avec des valeurs d'émissivité calculées à partir des mesures de température de brillance et des températures de surface dérivées des mesures dans la région infrarouge thermique du spectre.

Il apparaît que si le sol n'est pas gelé, la relation est légèrement modifiée, surtout pour les valeurs à 19 GHz au pouvoir de pénétration plus importante. Le tableau 3 donne les valeurs des coefficients ( $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$ ) pour chaque cas considéré.

**Tableau 3 - Valeurs des coefficients ( $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$ ) pour chaque cas considéré du figure 10**

	<b>Cas 1 : Sol gelé</b>	<b>Cas 2 : Sol non-gelé Humidité 0.1</b>	<b>Cas 3 : Sol non-gelé Humidité 0.2</b>
<b><math>a</math></b>	12,379	5,3245	0,1178
<b><math>b</math></b>	-23,857	-5,8743	7,0065
<b><math>c</math></b>	16,337	1,4089	-8,8857
<b><math>d</math></b>	-3,8193	0,2351	2,9228

D'autre part, à propos de la formulation de la relation théorique entre  $T_s$  et  $T_{bsurface}$  corrigée par des effets de la forêt et ceux atmosphériques (expression (17) de la section 2.5), nous pouvons exprimer les équations correspondantes pour le cas de polarisation verticale à 19.35 et 37 GHz :

$$eV_{19} = \frac{T_b V_{19corr}}{T_{a19}^*} \quad (22)$$

$$eV_{37} = \frac{T_b V_{37corr}}{T_{a37}^*} \quad (23)$$

La correction par des effets atmosphériques nécessite de la détermination de la transmission atmosphérique ( $\tau$ ) et des contributions atmosphériques ascendante et descendante ( $T_{atm \uparrow (\downarrow)}$ ). Ces



corrections sont basées sur des modèles simulant les interactions des ondes électromagnétiques et les différents composants de l'atmosphère et nous les faisons aussi avec le modèle HUT (Fily *et al.*, 2003).

Concernant la correction par la forêt, l'idée était d'amener à la condition de « sol nu » toutes les valeurs de température de brillance mesurée en soustrayant les effets de la végétation aux mesures de  $T_{b_{surface}}$ . Cette correction, comme nous avons vu à l'équation (14), fait appel à la fraction de forêt de chaque station et au facteur de perte de la canopée de la forêt. Ce facteur qui est l'inverse de la transmissivité de la forêt dépend du volume de troncs et cette dépendance varie selon le modèle de transmissivité de la forêt utilisé.

Dans le cadre de notre projet, nous utilisons le modèle de transmissivité de la forêt ( $t$ ) proposé par le modèle HUT selon des études par L. Kurvonen (Pulliainen *et al.*, 1998):

$$t = a(f) + (1 - a(f)) \exp(-b \, sv) \quad (24)$$

où

$$a(f) = 0.42 + (1 - 0.42) \exp(-0.028f) \quad (25)$$

$t$	transmissivité de la forêt
$b$	0.035
$sv$	volume de troncs (m <sup>3</sup> /ha)
$f$	fréquence (GHz)

Si nous remplaçons  $eV_{19}$  et  $eV_{37}$  de l'équation (21) par les expressions (22) et (23) respectivement, nous arrivons à une expression permettant d'obtenir  $T_{a19}^*$ , l'expression (26) :

$$\frac{T_b V_{37corr}}{T_{a37}^*} = a \left( \frac{T_b V_{19corr}}{T_{a19}^*} \right)^3 + b \left( \frac{T_b V_{19corr}}{T_{a19}^*} \right)^2 + c \left( \frac{T_b V_{19corr}}{T_{a19}^*} \right) + d \quad (26)$$

où

$$T_{a37}^* = T_a - T_{atm\downarrow 37} \quad (27)$$

$$T_{a19}^* = T_a - T_{atm\downarrow 19} \quad (28)$$

Si nous remplaçons la valeur de  $T_s$  par l'expression (29) dans l'expression générale de  $T_{bcorr}$  (eq. 20), nous obtenons l'expression (30) qui peut être reformulée comme l'expression (32) l'indique.

$$T_a^* = T_a - T_{atm\downarrow} = T_s \quad (29)$$

$$T_b V_{corr} = \left[ \frac{T_b V_{surface} - f_{for} Y (T_a^* + T_{atm\downarrow}) - T_{atm\downarrow} \tau (1 - f_{for} Y) - T_{atm\uparrow} (1 - f_{for} Y)}{1 - f_{for} Y} \right] \frac{1}{\tau} \quad (30)$$

$$T_b V_{corr} = \left[ \frac{T_b V_{surface} + T_{atm\downarrow} (f_{for} Y \tau - \tau - f_{for} Y) - T_{atm\uparrow} (1 - f_{for} Y)}{(1 - f_{for} Y) \tau} \right] - \frac{f_{for} Y}{(1 - f_{for} Y) \tau} T_a^* \quad (31)$$

$$T_b V_{corr} = A - B T_a^* \quad (32)$$

où les coefficients  $A$  et  $B$  sont les expressions suivantes

$$A = \frac{T_{bsurface} + T_{atm\downarrow} (f_{for} Y \tau - \tau - f_{for} Y) - T_{atm\uparrow} (1 - f_{for} Y)}{(1 - f_{for} Y) \tau} \quad (33)$$

$$B = \frac{f_{for} Y}{(1 - f_{for} Y) \tau} \quad (34)$$

Pour notre cas où nous utilisons les fréquences de 19.35 et 37 GHz, nous utilisons le sous- indice 19 et 37 respectivement pour bien les différencier :

$$T_b V_{37corr} = A_{37} - B_{37} T_{a37}^* \quad (35)$$

$$T_b V_{19corr} = A_{19} - B_{19} T_{a19}^* \quad (36)$$

Si nous remplaçons ces deux dernières expressions dans l'équation (25), nous obtenons l'équation suivante :

$$\frac{A_{37} - B_{37} T_{a37}^*}{T_{a37}^*} = a \left( \frac{A_{19} - B_{19} T_{a19}^*}{T_{a19}^*} \right)^3 + b \left( \frac{A_{19} - B_{19} T_{a19}^*}{T_{a19}^*} \right)^2 + c \left( \frac{A_{19} - B_{19} T_{a19}^*}{T_{a19}^*} \right) + d \quad (37)$$

à partir de l'équation (28) nous obtenons une expression pour  $T_a$

$$T_a = T_{a19}^* + T_{atm\downarrow 19} \quad (38)$$

qui peut être remplacé dans l'équation (27) en obtenant:

$$T_{a37}^* = T_{a19}^* + T_{atm\downarrow 19} - T_{atm\downarrow 37} = T_{a19}^* + \Delta T_a \quad (39)$$

où

$$\Delta T_a = T_{atm\downarrow 19} - T_{atm\downarrow 37} \quad (40)$$

L'expression (37) peut être reformulée en fonction de puissances de  $T_{a19}^*$  :

$$\begin{aligned} & T_{a19}^{*4} (B_{37} - aB_{19}^3 + bB_{19}^2 - cB_{19} + d) \\ & + T_{a19}^{*3} [(-A_{37} + A_{19}(c - 2bB_{19} + 3aB_{19}^2) + \Delta T_a (B_{37} - aB_{19}^3 + bB_{19}^2 - cB_{19} + d))] \\ & + T_{a19}^{*2} [A_{19}^2 (b - 3aB_{19}) + \Delta T_a A_{19} (c - 2bB_{19} + 3aB_{19}^2)] \\ & + T_{a19}^* [(aA_{19}^3 + \Delta T_a A_{19}^2 (b - 3aB_{19})) + \Delta T_a aA_{19}^3] = 0 \end{aligned} \quad (41)$$

qui peut être écrite plus simplement comme,

$$a_1 T_{a19}^{*4} + a_2 T_{a19}^{*3} + a_3 T_{a19}^{*2} + a_4 T_{a19}^* + a_5 = 0 \quad (42)$$

où

$$a_1 = B_{37} - aB_{19}^3 + bB_{19}^2 - cB_{19} + d \quad (43)$$

$$a_2 = -A_{37} + A_{19}(c - 2bB_{19} + 3aB_{19}^2) + \Delta T_a (B_{37} - aB_{19}^3 + bB_{19}^2 - cB_{19} + d) \quad (44)$$

$$a_3 = A_{19}^2 (b - 3aB_{19}) + \Delta T_a A_{19} (c - 2bB_{19} + 3aB_{19}^2) \quad (45)$$

$$a_4 = aA_{19}^3 + \Delta T_a A_{19}^2 (b - 3aB_{19}) \quad (46)$$

$$a_5 = a\Delta T_a A_{19}^3 \quad (47)$$

L'équation (42) est un polynôme, dont le calcul de ses racines dans MATLAB se fait avec la fonction `roots`. Nous obtenons ainsi quatre racines, quatre valeurs de  $T_{a19}^*$  et nous allons conserver la racine qui soit physiquement significative. Cette racine nous permettra d'obtenir  $T_s$  à partir de l'expression (48).

$$T_{sc} = T_a = T_{a19}^* + T_{am\downarrow 19} \quad (48)$$

Comme il s'agit d'une valeur calculée de  $T_s$ , nous l'appelons  $T_{sc}$ . Les valeurs de  $T_{sc}$  sont attribuées à la valeur de la température sur la neige.

### 4.3. Critères de sélection de données

Avant de calculer les valeurs de  $T_{sc}$  avec la procédure décrite, une sélection des données a lieu pour éliminer les points qui ne répondaient pas aux conditions de notre modèle d'émissivité. Les données sélectionnées vont répondre aux critères suivants :

- 1) La température de l'air doit être négative pour garantir la condition de neige sèche.
- 2) La fraction de l'eau correspondante au pixel de chaque station doit se maintenir inférieur à 60% pour le cas du lac et inférieur à 40% pour le cas de la mer.

- 3) La station doit être comprise entre les latitudes du cercle polaire et celle de  $48^\circ$  pour éliminer le cas de la fonte de neige récurrente pour les stations du sud et la situation de neige sur glacier pour le cas du nord.
- 4) La station doit être située à une altitude inférieure de 800 m. (pour éliminer les effets des pentes dans les Rocheuses).
- 5) L'index  $\Delta T_b$  doit être inférieur au seuil d'été correspondant afin d'assurer la présence de neige.

Concernant la troisième condition, le début de la fonte qui produit de l'eau liquide dans la couche de neige altère radicalement l'émissivité de la neige (Foster *et al.*, 1984). L'eau enduit les grains de neige en produisant une augmentation de l'absorption de la radiation micro-onde et une décroissance de la dispersion volumétrique, en conséquence, l'émissivité de la neige augmente. Ce fait est plus notable à 19 et 37 GHz.

La condition qui demande que l'index  $\Delta T_b$  doive être inférieur au seuil d'été correspondant afin d'assurer la présence de neige mérite une brève explication pour mieux comprendre cette étape.

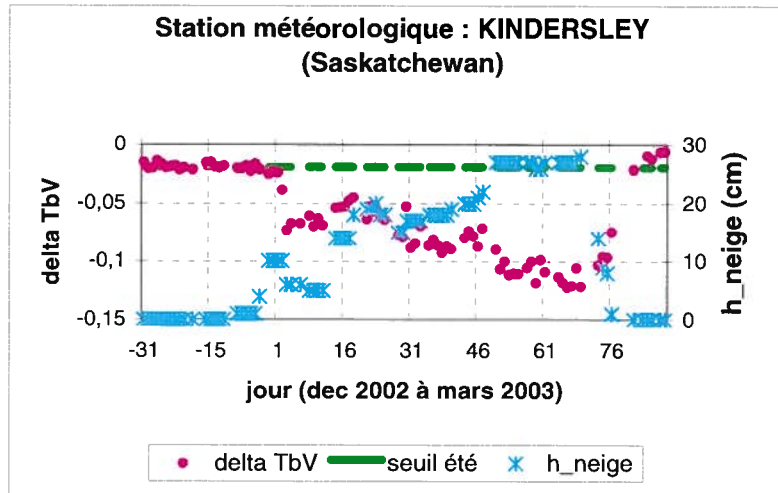
La couverture du sol influence les valeurs du gradient de température, en conséquence, le pixel de chaque station météorologique, qui est constitué par différentes classes de terrain énumérées dans le tableau 1, nécessite un seuil spécifique pour définir la présence ou l'absence de neige (section 2.4., eq. (5)). Ce seuil est déterminé en utilisant les valeurs de  $\Delta T_b$  du mois du juillet et d'août de l'année 2002 et il est défini de la façon suivante (Mialon *et al.*, 2005):

$$\text{Seuil}_{\text{été}} = \text{moyenne été de } \Delta T_b - 2 \delta \quad (49)$$

où  $\delta$  est l'écart type de la série  $\Delta T_b$ .

La neige sera absente à une station donnée chaque fois que sa valeur de  $\Delta T_b$  est plus grande que le seuil ( $\text{Seuil}_{\text{été}}$ ) qui le correspond.

De façon d'exemple, nous montrons à la figure 11 un profil de l'indice  $\Delta T_b$  correspondant à l'hiver (décembre à mars) et le seuil d'été respectif. Ce profil correspond à la station de Kindersley (province de Saskatchewan). Nous y traçons aussi le profil de la hauteur de neige.



**Figure 11 - Profil de l'indice  $\Delta T_b$  correspondant à l'hiver 2002-2003 (décembre à mars) et le seuil d'été respectif**

## 5. Présentation et analyse des résultats

Au début, nous avons établi une région pilote pour essayer et bien acheminer la méthode. Cette région a été la province de Saskatchewan parce qu'elle présente une zone forestière et une autre correspondante à la prairie, deux couvertures de terrain avec des caractéristiques bien déterminées et différenciées.

Pour étendre la méthode à tout le reste de notre région d'étude, nous avons gardé la division par province afin de manipuler des quantités réduites de données.

La figure 12 montre les différentes provinces canadiennes (la figure est tirée de <http://www2.nrcan.gc.ca/dpspub/index.cfm?fuseaction=acrossCanada.national&userLang=f>).

Nous avons exclu les provinces de l'est du Canada étant donné qu'elles ont une grande influence de la mer et cet effet n'est pas considéré dans notre modèle.



**Figure 12 - Les provinces canadiennes**

Comme nous avons établi dans l'organigramme méthodologique (figure 8), le premier traitement est l'analyse de la relation brute entre la température de brillance et la température de l'air. Ces résultats sont présentés lors de la première partie de cette section de résultats.

Par la suite, nous présentons les résultats de l'application du modèle décrit par l'équation (42) et la conséquente comparaison de la série des valeurs de  $T_{sc}$  avec la série des températures de l'air fournies par les stations météorologiques.

Pour continuer, nous montrons les résultats obtenus avec la relation empirique (régression linéaire) entre les  $T_{sc}$  et les températures de l'air mesurées. En inversant cette régression linéaire, nous obtenons un modèle permettant de calculer la température de l'air à partir des valeurs  $T_{sc}$ . Cette relation inverse est testée avec les données de validation.

### **5.1. Relation brute entre $T_bV$ et la température de l'air mesurée**

La relation brute entre la température de brillance  $T_bV$  à 19 et 37 GHz et celle de l'air mesurée par des stations météorologiques sur le territoire canadien rapporte les statistiques (RMSE,  $R^2$ , biais) qui se résument aux tableaux 4 à 7.

La valeur de RMSE est calculée avec l'expression :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_b V - T_{air})^2} \quad (50)$$

où N est la quantité des données. Le biais est calculé :

$$biais = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_b V - T_{air}) \quad (51)$$

Le coefficient de corrélation  $R^2$  mesure la qualité de la relation linéaire entre les deux séries de données en définissant le degré de dépendance entre les deux. C'est un nombre compris entre -1 et + 1. Plus il s'éloigne de zéro, meilleure est la corrélation.

**Tableau 4 - Résultats de comparaison de  $T_b V$  à 19 GHz et température de l'air  
l'hiver 200-03**

Hiver 2002-2003	Nombre des données	RMSE (K)	$R^2$	Biais (K)
SASKATCHWAN	2133	9,66	0,45	-5,96
MANITOBA	1435	7,93	0,60	-4,97
QUEBEC	2717	12,53	0,70	-11,39
ONTARIO	1432	14,71	0,68	-13,60
ALBERTA	2012	9,25	0,55	-6,75
COLOMBIE-BRITANNIQUE	766	13,04	0,49	-11,79
NUNAVUK	494	7,59	0,54	-4,92
TERRITOIRES DE NORD-OUEST	1659	11,94	0,43	-9,26
YUKON	593	11,17	0,56	-9,33
<b>TOUTES LES PROVINCES</b>	<b>13241</b>	<b>11,22</b>	<b>0,55</b>	<b>-8,77</b>



**Tableau 5 - Résultats de comparaison de  $T_bV$  à 19 GHz et température de l'air  
l'hiver 1992-93**

Hiver 1992-1993	Nombre des données	RMSE (K)	R <sup>2</sup>	Biais (K)
SASKATCHEWAN	1391	11,44	0,38	-7,99
MANITOBA	1293	12,52	0,24	-8,28
QUEBEC	917	10,86	0,68	-9,06
ONTARIO	760	14,98	0,62	-13,77
ALBERTA	698	9,63	0,39	-6,25
COLOMBIE-BRITANNIQUE	765	13,41	0,43	-11,56
NUNAVK	605	9,20	0,25	-5,22
TERRITOIRES DE NORD-OUEST	474	11,92	0,57	-9,90
YUKON	392	10,33	0,63	-7,56
TOUTES LES PROVINCES	7295	11,86	0,44	-8,86

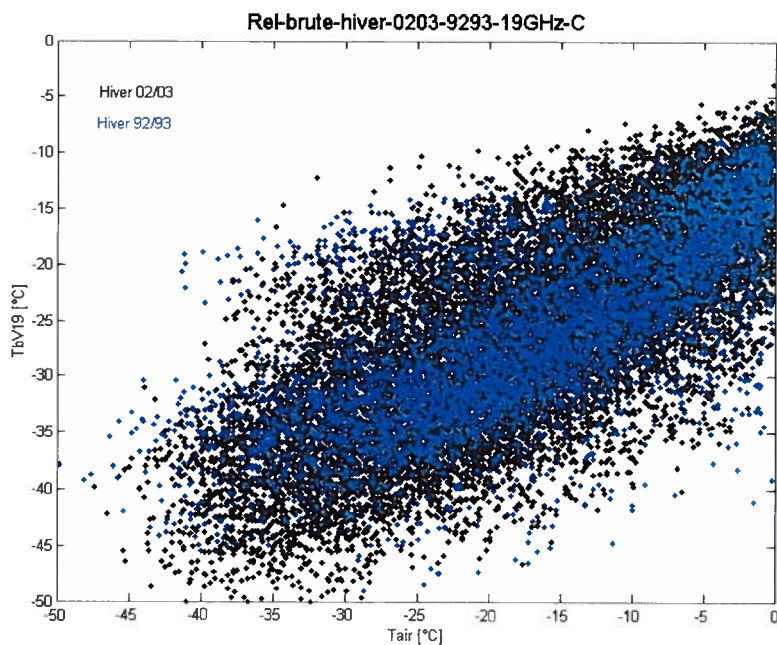
**Tableau 6 - Résultats de comparaison de  $T_bV$  à 37 GHz et température de l'air l'hiver  
2002-03**

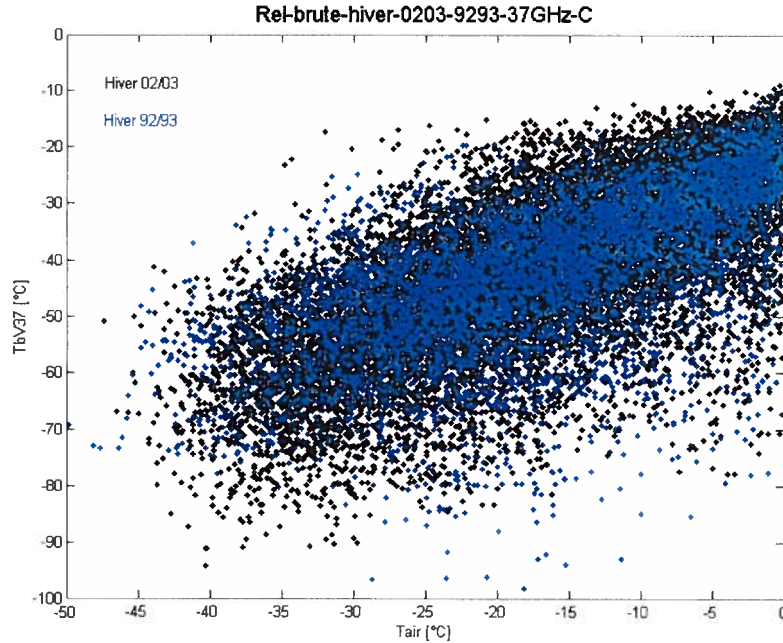
Hiver 2002-2003	Nombre des données	RMSE (K)	R <sup>2</sup>	Biais (K)
SASKATCHEWAN	2133	27,37	0,42	-24,75
MANITOBA	1435	26,33	0,40	-23,34
QUEBEC	2717	25,42	0,71	-24,70
ONTARIO	1432	26,02	0,64	-25,11
ALBERTA	2012	22,04	0,31	-19,57
COLOMBIE-BRITANNIQUE	766	21,67	0,53	-20,83
NUNAVK	494	27,17	0,45	-26,20
TERRITOIRES DE NORD-OUEST	1659	32,31	0,31	-29,85
YUKON	593	29,03	0,28	-26,14
TOUTES LES PROVINCES	13241	26,43	0,49	-24,37

Tableau 7 - Résultats de comparaison de  $T_bV$  à 37 GHz et température de l'air l'hiver 1992-93

Hiver 1992-1993	Nombre des données	RMSE (K)	R <sup>2</sup>	Biais (K)
SASKATCHWAN	1391	29,91	0,23	-26,02
MANITOBA	1293	35,11	0,10	-30,86
QUEBEC	917	26,82	0,53	-25,03
ONTARIO	760	27,28	0,51	-26,09
ALBERTA	698	24,98	0,17	-21,73
COLOMBIE-BRITANNIQUE	765	23,52	0,44	-22,26
NUNAVK	605	27,7	0,19	-26,17
TERRITOIRES DE NORD-OUEST	474	34,65	0,27	-33,04
YUKON	392	31,39	0,34	-29,83
TOUTES LES PROVINCES	7295	29,30	0,31	-26,63

Les figures 13 et 14 montrent la distribution des mesures sur des graphiques  $T_bV$  vs  $T_{air}$ . En couleur noir les données de l'hiver 2002-2003 sont y représentées tandis que la couleur bleue indique les données de l'hiver 1992-1993. La figure 12 s'adresse aux données de  $T_bV$  à 19.35 GHz et la figure 13 à la fréquence 37 GHz.

Figure 13 - Graphique  $T_bV_{19}$  vs  $T_{air}$ , l'hiver 1992-93 en bleu et l'hiver 2002-03 en noir



**Figure 14 - Graphique  $T_bV_{37}$  vs  $T_{air}$  l'hiver 1992-93 en bleu et l'hiver 2002-03 en noir**

Comme ces résultats ne sont pas satisfaisants, compte tenu de la valeur de RMSE obtenue (environ de  $11.5^{\circ}\text{C}$  pour 19.35 GHz et environ  $28^{\circ}\text{C}$  pour 37 GHz), nous avons suivi la méthodologie décrite dans l'organigramme de la figure 8 en calculant les valeurs de la température de surface à partir des données de  $T_bV$ .

## 5.2. Obtention des valeurs de $T_{sc}$

Vu la grande quantité des données, nous avons regroupé les données de chaque province par mois et par hiver avant d'appliquer le modèle décrit par l'équation (42).

Nous aimerions mentionner qu'avant d'établir le modèle d'émissivité de la figure 10, nous avons essayé de le déterminer de façon empirique en utilisant les températures de l'air et les valeurs de  $T_bV$  (Köhn et Royer, 2006). Comme cette démarche ne nous a pas donné des résultats satisfaisants, nous avons procédé avec le modèle théorique en utilisant les simulations (HUT) comme il était prévu.

Nous avons éliminé tous les points qui ne respectaient pas les critères de sélection de la section 4.3.

Une fois éliminés les points qui ne respectent pas les prémisses du modèle d'émissivité, nous avons procédé à la résolution de l'équation (42) à chaque point qui est spatialement et temporellement bien identifié. Nous avons pris le modèle d'émissivité correspondant au sol gelé (premier cas du tableau 3).

La résolution de l'équation (42) nous donne toujours quatre racines : une paire de racines complexes conjuguées et deux racines réelles, dont une n'a aucune signification physique. En conséquence, nous gardons toujours la racine réelle qui nous convient pour calculer la valeur de  $T_{sc}$ .

Nous comparons la série des valeurs de  $T_{sc}$  obtenue, par province et par hiver, et la série des données de température de l'air des stations météorologiques au moyen des graphiques et de leurs statistiques RMSE, biais et  $R^2$ . Dans ce cas, le RMSE et le biais sont définis selon les expressions (52) et (53) :

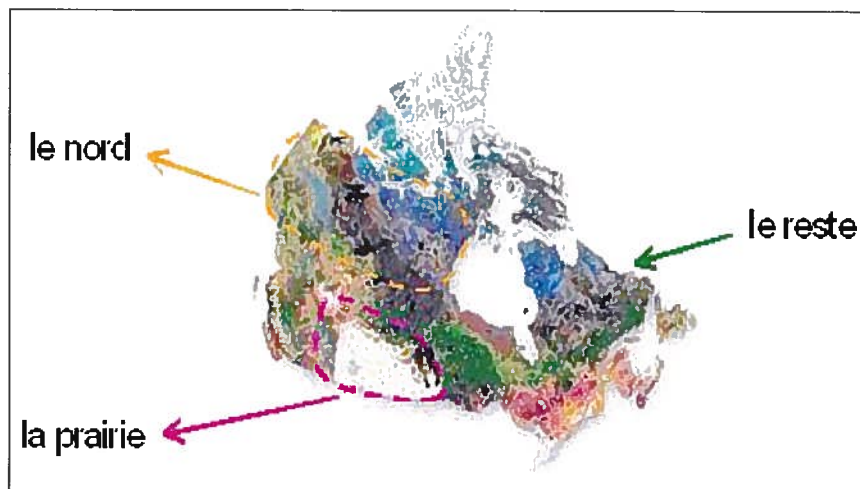
$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{sc} - T_{air})^2} \quad (52)$$

$$biais = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{sc} - T_{air}) \quad (53)$$

Même si nous avons réduit toutes les mesures de  $T_bV$  à la condition de sol nu (c'est-à-dire, nous avons éliminé l'effet de la forêt), nous remarquons une tendance différente à la prairie dans les graphiques de  $T_bV$  vs  $T_{air}$ . En conséquence, nous classifions les données des provinces du Saskatchewan, Manitoba et Alberta en deux groupes : la prairie et la non-prairie. D'ailleurs, nous remarquons une tendance différente aux régions du nord.

L'allure des graphiques résultants nous a suggéré d'établir trois régions où le comportement reste cohérent à l'intérieur de chacune d'elles (figure 15):

- 1) la prairie
- 2) la non-prairie de la Saskatchewan, Manitoba et Alberta, les provinces de la Colombie-Britannique, l'Ontario et le Québec.
- 3) les territoires du nord : Nunavut, les Territoires du Nord-Ouest et Yukon.



**Figure 15 - Les trois régions dans lesquelles les données sont organisées**

Par la suite, nous avons intégré les données selon chacune des trois régions et par hiver pour procéder à la comparaison entre les deux séries :  $T_{sc}$  et  $T_{air}$ .

Si les résultats de la comparaison de ces deux séries auraient été assez satisfaisants (RMSE acceptable et une relation proche de  $T_{sc} = T_{air}$ ), nous aurions procédé par la suite à la validation. Mais, nous remarquons qu'il existe un biais et une pente systématique qui nous a suggéré d'établir une nouvelle relation empirique (régression linéaire) entre les  $T_{sc}$  et les  $T_{air}$ . En conséquence, nous avons appliqué un modèle linéaire (éq. 54) :

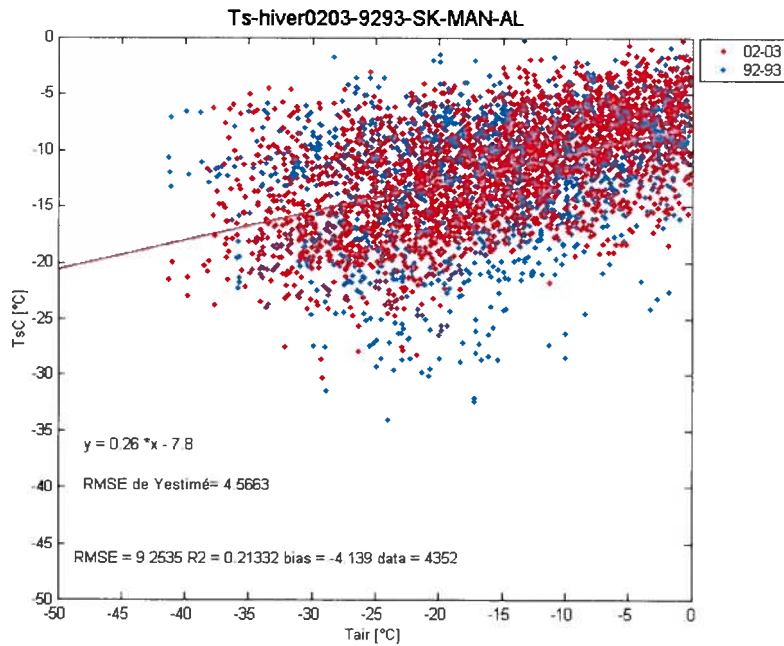
$$T_{sc}^* = aT_{air} + b \quad (54)$$

Le biais montre que quand la température de l'air arrive à 0°C, la température de surface dérivée reste encore en dessous. Il n'est pas vraiment possible d'associer ce biais à un phénomène physique étant donnée la définition relative de la température dérivée par la méthode proposée.

Nous calculons l'erreur par rapport à ce modèle linéaire : RMSE\_Y (RMSE de  $T_{sc}^*$  estimée par rapport à  $T_{sc}$ ), aussi appelé « Erreur Type » du modèle de régression :

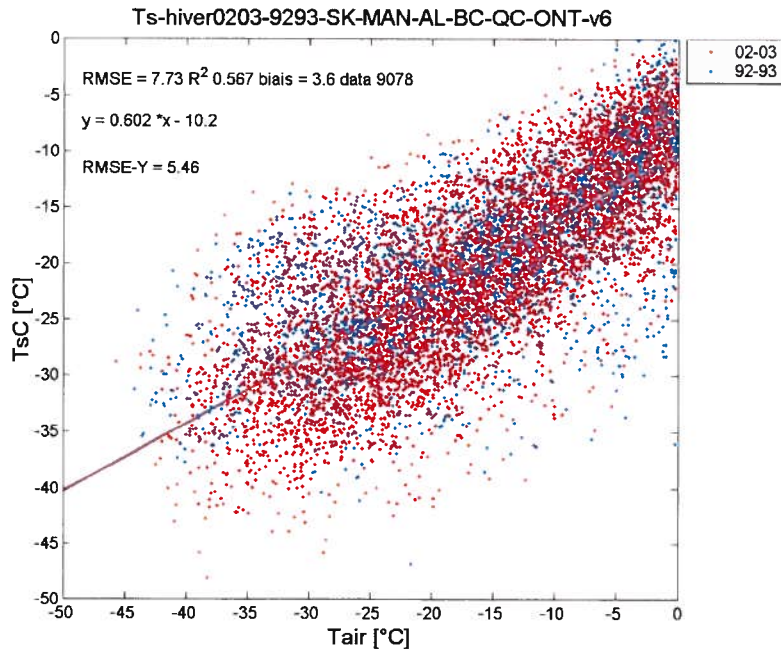
$$RMSE\_Y = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{sc}^* - T_{sc})^2} \quad (55)$$

Les figures 16 à 18 montrent les graphiques de  $T_{sc}$  vs  $T_{air}$ , un pour chaque région mentionnée au-dessus.

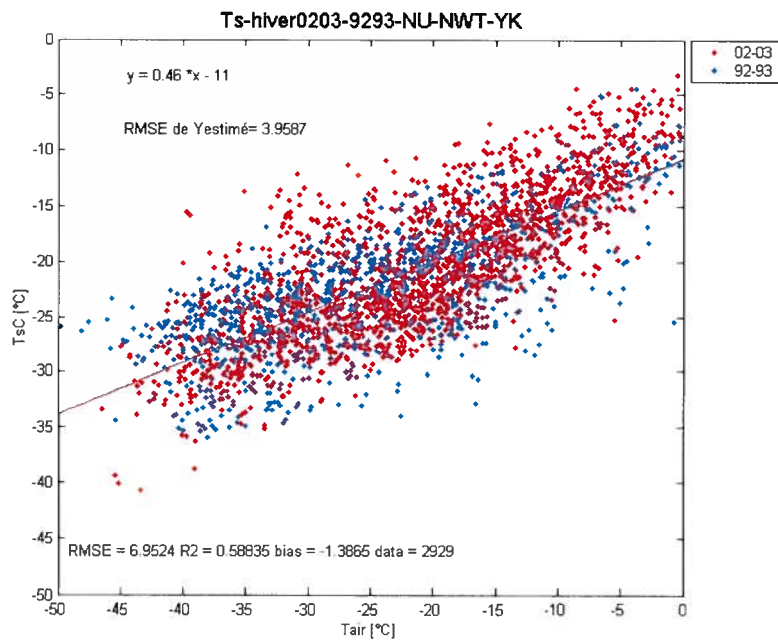


**Figure 16 - Le graphique de  $T_{sc}$  vs  $T_{air}$  correspondant à la prairie pour les deux hivers**





**Figure 17 - Le graphique de  $T_{sc}$  vs  $T_{air}$  correspondant à la Colombie-Britannique, l'Ontario et le Québec et la non-prairie de la Saskatchewan, du Manitoba et de l'Alberta, pour les deux hivers**



**Figure 18 - Le graphique de  $T_{sc}$  vs  $T_{air}$  correspondant au Nunavut, aux Territoires du Nord-Ouest et en Yukon, pour les deux hivers**

Les résultats détaillés par hiver se résument aux tableaux 8 et 9. Les colonnes identifiées par «  $a$  » et «  $b$  » indiquent la pente et l'ordonnée à l'origine des régressions linéaires (éq. 54).

**Tableau 8 - Les résultats de comparaison (régression linéaire) de  $T_{sc}$  vs  $T_{air}$  de l'hiver 2002-2003**

Hiver 2002-03	Nombre des données	RMSE	R <sup>2</sup>	Biais	$a$	$b$	RMSE_Y
prairie	2871	8,79	0,30	-4,13	0,29	-7,08	4,03
non-prairie	5850	7,69	0,59	3,83	0,64	-9,72	5,53
nord	1807	6,42	0,61	-0,86	0,50	-9,78	3,96

**Tableau 9 - Les résultats de comparaison (régression linéaire) de  $T_{sc}$  vs  $T_{air}$  de l'hiver 1992-1993**

Hiver 1992-93	Nombre des données	RMSE	R <sup>2</sup>	Biais	$a$	$b$	RMSE_Y
prairie	1481	10,09	0,10	-4,16	0,19	-9,35	5,37
non-prairie	3228	7,8	0,52	3,19	0,53	-11,0	5,21
nord	1122	7,73	0,54	-2,24	0,40	-12,61	3,85

Bien que nous avons essayé des régressions par hiver, il est préférable de trouver un modèle applicable à n'importe quel hiver. À cause de cela, nous avons intégré les deux hivers et nous avons obtenu les trois régressions montrées au tableau 10 (une par chaque région).

**Tableau 10 - Les résultats de comparaison (régression linéaire) de  $T_{sc}$  vs  $T_{air}$  des deux hivers**

Hiver 2002-03 et 1992-93	Nombre des données	RMSE	R <sup>2</sup>	Biais	$a$	$b$	RMSE_Y
prairie	4352	9,25	0,21	-4,14	0,26	-7,8	4,57
non-prairie	9078	7,72	0,57	3,60	0,60	-10,2	5,46
nord	2929	6,95	0,59	-1,39	0,46	-11	3,96

Ces résultats résument les régressions aux figures 16 à 18.



Dans le cas de la zone non-prairie, il apparaît sur la figure 17, une légère tendance non linéaire du nuage de points. Nous avons testé plusieurs modèles des régressions non linéaires, mais aucune amélioration significative n'a été trouvée.

Globalement, les résultats (tableau 10) montrent une erreur quadratique moyenne de l'ordre de 7°C significativement meilleure que la relation brute (RMSE = 11-12 °C). Cependant, un biais non négligeable apparaît dans les données (4°C, sauf pour le nord où le biais est de l'ordre de 1°C). Nous avons alors corrigé le modèle en appliquant une régression linéaire inverse aux données.

### 5.3. Estimation de $T_{air}$ ( $T_{ac}$ ) à partir de $T_{sc}$ (modèle inverse)

Même si nous avons réussi à trouver une relation empirique entre  $T_{sc}$  et  $T_{air}$ , où  $T_{sc}$  est une fonction de  $T_{air}$ , il est souhaitable de disposer d'une relation inverse, c'est-à-dire, une relation qui permet d'obtenir la température de l'air à partir des valeurs de  $T_{sc}$  calculées. Plutôt qu'inverser chaque régression du tableau 10, il est préférable de trouver une régression linéaire où les valeurs  $T_{sc}$  sont les variables indépendantes et les valeurs de  $T_{air}$  les dépendantes.

De cette façon, nous proposons des régressions inverses par région qui permet d'obtenir la température de l'air calculée,  $T_{ac}$ , à partir de  $T_{sc}$  (éq. 56) :

$$T_{ac} = a'T_{sc} + b' \quad (56)$$

Nous calculons ces régressions dont les coefficients  $a'$  et  $b'$  et leur statistique sont montrés aux tableaux 11. La colonne de « RMSE\_Y » donne la variabilité entre les données autour de la droite de régression (l'erreur standard des valeurs prédites). La colonne F donne la valeur de signification statistique de la régression à partir du test-F.

**Tableau 11 - Statistique des régressions linéaires inverses (Éq. 56)**

Hiver 2002-03 et 1992-93	Nombre des données	a'	b'	R <sup>2</sup>	RMSE_Y	F
prairie	4352	0,83	-6,13	0,21	8,23	1179,6
non-prairie	9078	0,94	2,41	0,57	6,82	11869,9
nord	2929	1,28	4,49	0,59	6,60	4183,4

Les valeurs du test-F indiquent une régression très significative à mieux que 99.9%.

Si nous appliquons cette correction (Éq. 56) aux données extraites du modèle d'inversion ( $T_{s,c}$ ) nous améliorons encore les valeurs de température de l'air estimée. Nous avons validé cette correction à partir d'un jeu de données indépendant correspondant à la deuxième partie des données météorologiques. Cette validation est présentée dans la section suivante.

#### 5.4. Validation et discussion

En résumé, nous simulons les températures de surface sur la neige (interface neige/air) avec des données de températures de brillance acquises dans le domaine micro-onde en utilisant le modèle théorique présenté à la section 4.2. Puis, nous corrigeons les valeurs extraites à l'aide d'une relation empirique qui relie la température de surface calculée et la température de l'air (Éq. 56).

Dans cette section, nous présentons la validation de notre méthode en utilisant la deuxième partie de la base de données séparée à cette fin.

Nous avons aussi voulu analyser la signification des températures de surface dérivée de notre méthode ( $T_{a,c}$  et  $T_{s,c}$ ) par rapport aux valeurs de température de surface dérivées des mesures infrarouges - thermiques (IR- thermique). Bien que cette dernière analyse soit partielle (elle n'a pas été appliquée à l'ensemble de toutes les données), elle apporte une contribution additionnelle importante pour évaluer notre méthode.

#### 5.4.1. Validation avec les données de $T_b$ et $T_{air}$

Nous avons considéré les valeurs de  $T_b$  de la deuxième partie de la base de données météorologique et nous avons calculé les valeurs de  $T_{sc}$  correspondantes avec notre modèle théorique (section 4.2.) ayant éliminé les points qui ne répondent pas aux conditions du modèle exactement de la même manière que précédemment.

En utilisant ces valeurs de  $T_{sc}$ , nous calculons  $T_{ac}$  avec l'expression (56) dont les coefficients respectifs se trouvent au tableau 11. Par la suite, nous comparons les valeurs de  $T_{ac}$  obtenues avec les valeurs de  $T_{air}$  correspondantes. La figure 19 présente un schéma de cette procédure. Le tableau 12 montre les résultats obtenus d'abord par province, mais en considérant les deux hivers ensemble. Le tableau 13 montre les mêmes résultats regroupés par région. Dans tous les cas, nous avons calculé le RMSE, le biais et le  $R^2$  entre les deux séries de données ( $T_{ac}$  et  $T_{air}$ ).

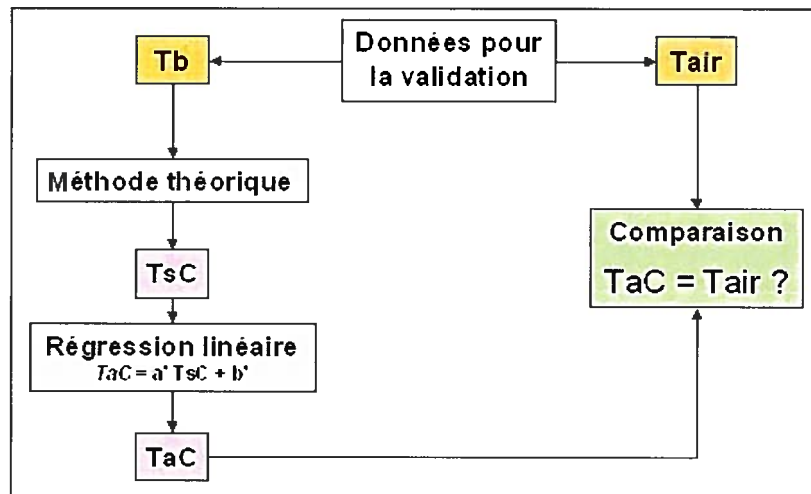


Figure 19 - Schéma de la validation

**Tableau 12 - Résultats de la validation par province**

<b>Les hivers : 1992-1993 et 2002-2003</b>		<b>Nombre des données</b>	<b>RMSE</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>Biais</b>
<b>SASKATCHWAN</b>	<b>Prairie</b>	1195	8,20	0,23	0.25
	<b>Non-prairie</b>	302	5,17	0,80	-0.55
<b>MANITOBA</b>	<b>Prairie</b>	713	7,20	0,52	3.14
	<b>Non-prairie</b>	881	8,67	0,51	-5.19
<b>ALBERTA</b>	<b>Prairie</b>	1563	7,98	0,32	2.62
	<b>Non-prairie</b>	515	4,03	0,86	-1,49
<b>QUEBEC</b>		1618	5,44	0,68	0,68
<b>ONTARIO</b>		866	4,65	0,80	1,29
<b>COLOMBIE-BRITANNIQUE</b>		906	5,05	0,63	2,92
<b>NUNAVK</b>		335	6,02	0,56	-2,63
<b>TERRITOIRES DE NORD-OUEST</b>		579	4,44	0,80	0,30
<b>YUKON</b>		442	4,62	0,79	2,03

**Tableau 13 - Résultats de la validation par région**

<b>Hiver 2002-03 et 1992-93</b>	<b>Nombre des données</b>	<b>RMSE</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>Biais</b>
<b>prairie</b>	3471	7,90	0,32	1,91
<b>non-prairie</b>	5088	5,75	0,70	0,26
<b>nord</b>	1356	4,94	0,76	0,10

Nous présentons aux figures 20 à 22 les températures de l'air calculées versus celles mesurées, pour les trois régions que nous avons délimitées : la prairie, la non-prairie et le nord. Nous remarquons que les résultats sur les prairies sont moins bons alors que l'absence de forêt devrait faciliter la modélisation comme dans le cas de la région du nord (toundra). Cette question pourrait avoir sa réponse dans le profil de température de neige, possiblement différent, la stratification de la neige (croûte de glace), ou l'effet du vent (croûte de surface).

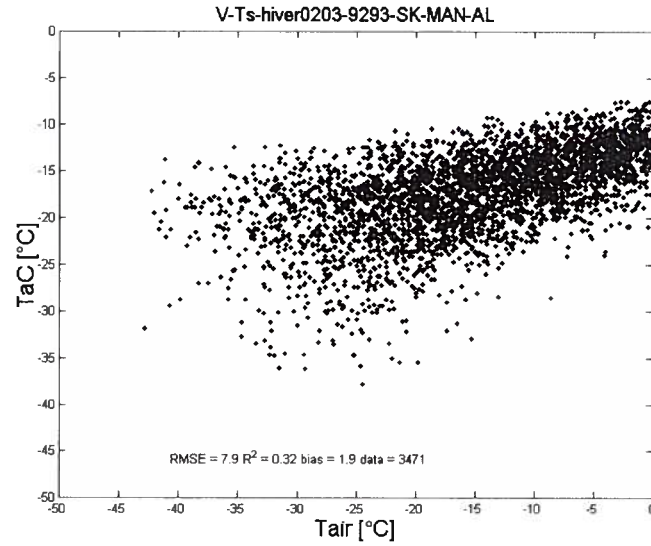


Figure 20 - Le graphique de  $T_{ac}$  vs  $T_{air}$  correspondant à la prairie pour les deux hivers

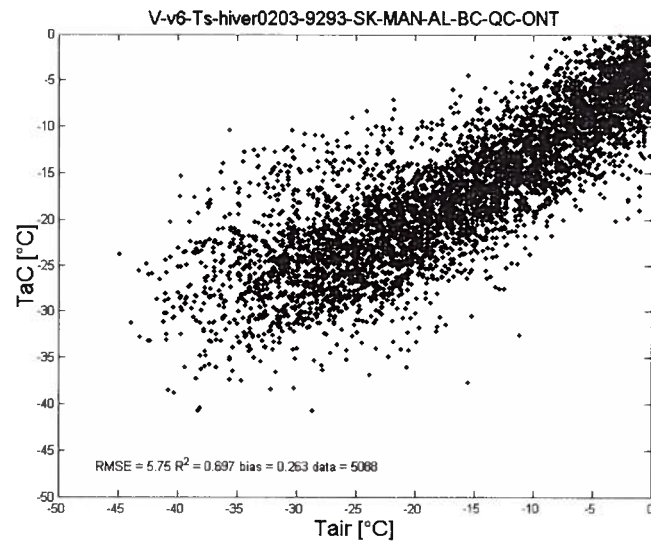
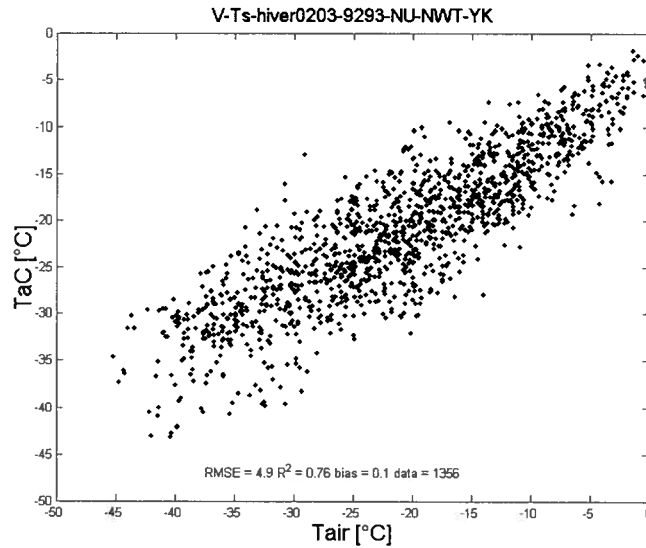


Figure 21 - Le graphique de  $T_{ac}$  vs  $T_{air}$  correspondant à la Colombie-Britannique, l'Ontario et le Québec et la non-prairie de la Saskatchewan, du Manitoba et de l'Alberta, pour les deux hivers



**Figure 22 - Le graphique de  $T_{sc}$  vs  $T_{air}$  correspondant au Nunavut, aux Territoires du Nord-Ouest et en Yukon, pour les deux hivers**

Cette validation, à partir d'une base de données indépendante et statistiquement significative (9915 points, Tableaux 11 et 12), montre que l'erreur quadratique de l'approche proposée est de l'ordre de 5 - 6 °C, sauf pour la Prairie où elle reste toujours un peu plus forte, essentiellement à cause de l'année 1992-1993. Par contre, l'erreur moyenne (biais) est inférieure au degré, avec cependant une variabilité importante selon les régions considérées : **biais moyenne =  $0,4 \pm 1,8^{\circ}\text{C}$**  (Tableau 11). En comparant la variation de  $T_{sc}$  pour les hivers 1992-1993 et 2002-2003 à celle obtenue à partir des mesures des stations météorologiques, il apparaît donc possible d'utiliser cette approche pour un suivi interannuel en considérant des moyennes régionales. Un lissage par moyennes mensuelles (généralement utilisées pour les données d'analyses de modèle) devrait aussi réduire la variabilité observée. Avant d'appliquer la méthode pour une analyse interannuelle des températures, il faudrait comparer pour quelques stations, la tendance observée au sol par rapport à celle déduites des données satellites.

#### **5.4.2. Validation avec les données de $T_s$ thermique**

Dans cette section, nous comparons les données  $T_{sc}$  dérivées des micro-ondes avec les valeurs de  $T_s$  dérivées des mesures IR (thermique) pour toutes les stations disponibles pendant le mois de janvier de 2003, période de temps qui fait partie de cette étude. Les données de  $T_s$  thermique sont

extraites de la base de données ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) et il s'agit du produit appelé DX.

La base de données ISCCP - DX est fournie avec une résolution de 30 km, toutes les trois heures et elle est disponible sur le site d'Internet <ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/isccp/dx/>.

Parmi les paramètres fournis par cette base de données se trouve la température ICSTMP (*IR retrieved clear sky composite temperature*) qui est la température de surface pour les périodes sans nuages dérivée des données IR-thermique. Nous disposons aussi de l'information de la présence des nuages dans le pixel au moyen d'un indice qui est « 1 » quand le ciel est nuageux et « 0 » quand le ciel est clair. Comme nous nous limitons à utiliser les données acquises sous la condition du ciel clair, cet indice nous permet d'éliminer les pixels avec nuages. C'est pour cela que parmi toutes les valeurs potentiellement disponibles, un petit pourcentage reste sélectionné.

Les données sont extraites avec un programme écrit en fortran qui se trouve sur le site d'Internet : [http://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/isccp/read\\_software/linux\\_isccp\\_dx\\_read.f](http://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/isccp/read_software/linux_isccp_dx_read.f).

Après avoir analysé les couvertures des satellites NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et GOES (The Geostationary Operational Environmental Satellite), nous avons conclu que les données couvrant le Canada dont leurs passages sont les plus proches de ceux de SSM/I (AM) sont celles énumérées au-dessous qui comportent dix bases de données, une par satellite et par heure en UTC :

- GOES-10 (12 UTC et 15 UTC)
- GOES-8 (12 UTC et 15 UTC)
- NOAA-16N (12 UTC et 15 UTC) (au nord de 50°N)
- NOAA-16A (18 UTC et 21 UTC) (au sud de 50°N)
- NOAA-17N (15 UTC et 18 UTC) (au nord de 50°N)

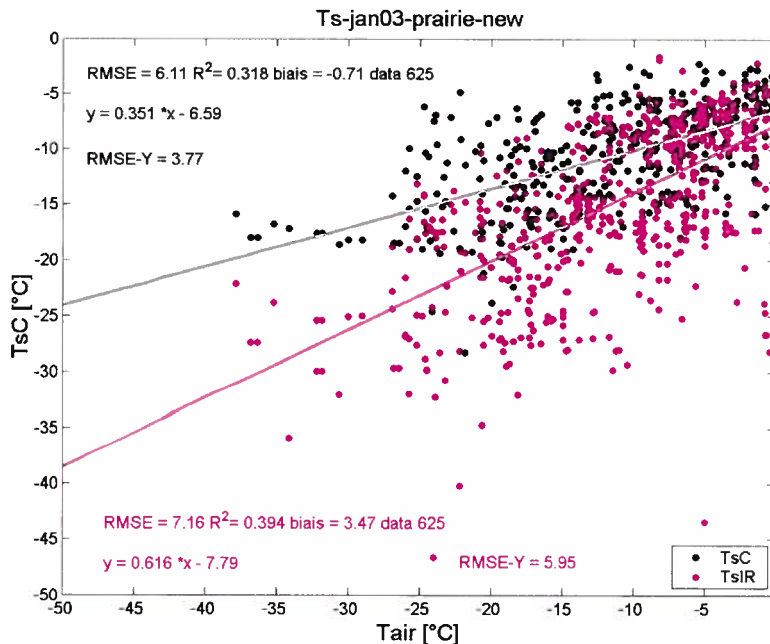
À partir de ces dix bases de données, une fois téléchargées, lues et mises en place dans notre base de données, nous avons assigné à chaque station météorologique de notre base de données la

valeur de  $T_sIR$  et celle de l'indice indiquant la présence des nuages qui correspondent au pixel le plus proche, en conservant les valeurs  $T_sIR$  exclusivement si l'indice respectif était égal à « 0 ».

Par la suite, nous avons regardé la coïncidence en temps des valeurs de  $T_sIR$  et celles de SSM/I et nous avons conservé les valeurs  $T_sIR$  seulement si la différence horaire était inférieure à trois heures ( $\Delta H = 3$  h) et inférieure à une heure ( $\Delta H = 1$  h).

Pour chaque région (prairie, non-prairie et nord), nous montrons aux figures 23, 24 et 25 les graphiques de  $T_{sc}$  et  $T_sIR$  versus  $T_{air}$  et nous y traçons les respectives régressions linéaires en indiquant leurs statistiques.

Les résultats montrent que, globalement, notre valeur de  $T_{sc}$  est un estimateur légèrement meilleur que  $T_sIR$  pour dériver la température de l'air, en hiver sur un couvert de neige. Il faut souligner de plus que  $T_{sc}$  peut être déterminée même sous conditions nuageuses, qui n'est pas le cas pour  $T_sIR$ . Dans la base de données ISCCP, les données de  $T_sIR$  avec nuages sont interpolées à partir des mesures sans nuages, ce qui peut générer des erreurs significatives.



**Figure 23 - Le graphique de  $T_s$  vs  $T_{air}$  correspondant au janvier 2003 pour la zone de la prairie ( $\Delta H = 3$  h)**



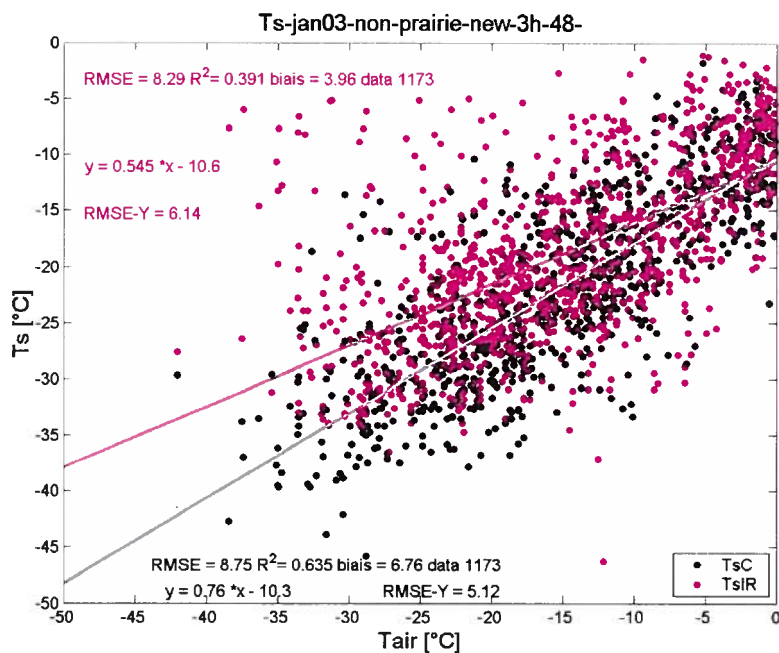


Figure 24 - Le graphique de  $T_s$  vs  $T_{air}$  correspondant au janvier 2003 pour la zone de la non-prairie ( $\Delta H = 3$  h)

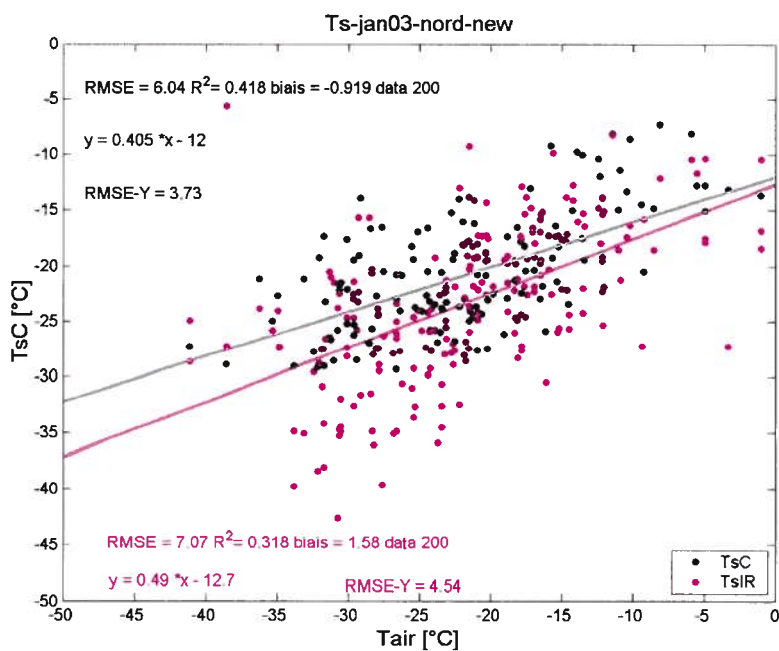
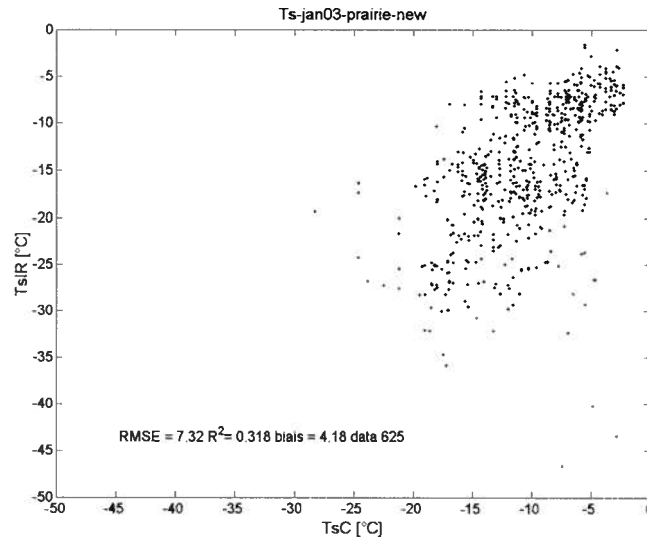
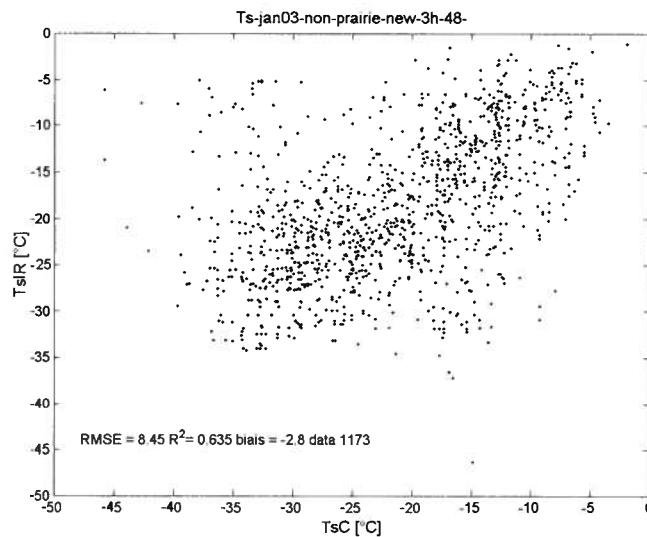


Figure 25 - Le graphique de  $T_s$  vs  $T_{air}$  correspondant au janvier 2003 pour la zone du nord ( $\Delta H = 3$  h)

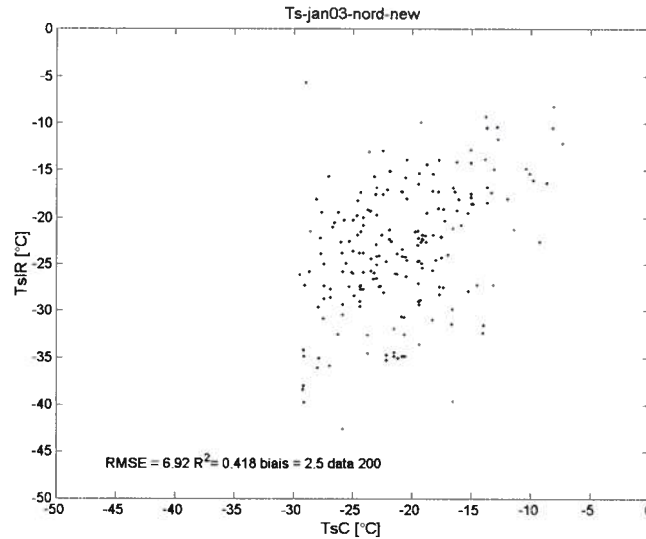
En dernier lieu, nous comparons les données de  $T_{sIR}$  avec celle de  $T_{sc}$  (figures 26 à 28). Le tableau 14 résume les statistiques correspondantes.



**Figure 26 - Le graphique de  $T_{sIR}$  vs  $T_{sc}$  correspondant au janvier 2003 pour la zone de la prairie ( $\Delta H = 3$  h)**



**Figure 27 - Le graphique de  $T_{sIR}$  vs  $T_{sc}$  correspondant au janvier 2003 pour la zone de la non-prairie ( $\Delta H = 3$  h)**



**Figure 28 - Le graphique de  $T_{sIR}$  vs  $T_{sC}$  correspondant au janvier 2003 pour la zone du nord ( $\Delta H = 3$  h)**

**Tableau 14 - Résultats de la validation ( $T_{sIR}$  vs  $T_{sC}$ ) par région**

Janvier 2003		Nombre des données	RMSE	R <sup>2</sup>	Biais
Intervalle de trois heures	prairie	625	7,32	0,32	4,18
	non-prairie	1173	8,45	0,63	-2,8
	nord	200	6,92	0,42	2,5
Intervalle d'une heure	prairie	182	7,74	0,28	5,09
	non-prairie	564	6,70	0,60	-0,89
	nord	42	9,18	0,506	4,08

L'analyse de ces résultats permet de constater que le RMSE moyenne entre nos valeurs de  $T_{sC}$  dérivées des données micro-ondes et celles d'origine thermique est environ 7.5°C, pour une coïncidence horaire dans un intervalle des trois heures et de 7,8 °C pour un intervalle d'une heure. Dans tous les cas, le nombre de données est assez élevée pour qu'il n'y ait pas une influence sur les variations des RMSE. Cette analyse met en évidence le problème de définition de la température de surface. Dans le cas de  $T_{sC}$ , il s'agit en fait d'une valeur de température de la neige intégrée moyennée sur la hauteur de neige et qui ne correspond donc pas strictement à la surface de la neige (« skin temperature »).

Pour la prairie,  $T_{sIR}$  (surface) apparaît effectivement généralement plus froide que  $T_{sc}$  dans la neige (fig. 26), alors que pour la forêt (non-prairie), c'est l'inverse,  $T_{sIR}$  correspondant au sommet de la canopée, réchauffée par le soleil, est plus chaud que  $T_{sc}$ .

Nous analysons la différence entre  $T_{sc}$  et  $T_{sIR}$  pour le cas de la non-prairie en considérant les points pour lesquels nous avons la valeur de hauteur de neige (figure 29). Nous observons que pour le cas d'une couche mince de neige nous obtenons une corrélation un peu meilleure, mais globalement, il n'y pas vraiment d'effet de la hauteur de neige dans le jeu de données considérées. Le tableau 15 résume les statistiques correspondantes.

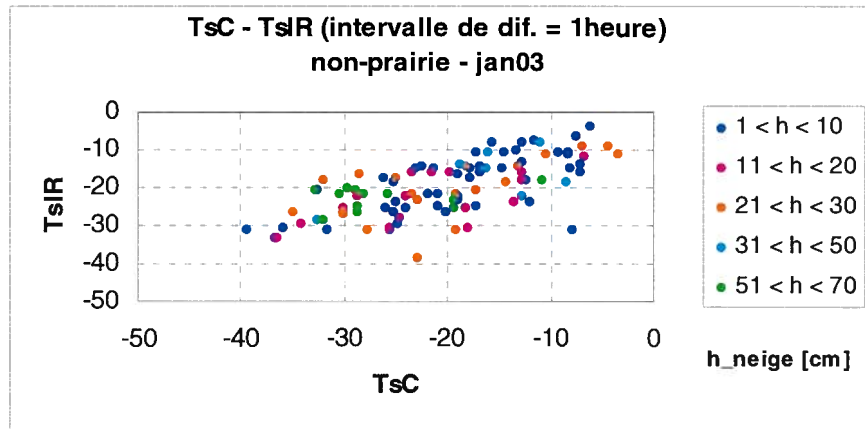


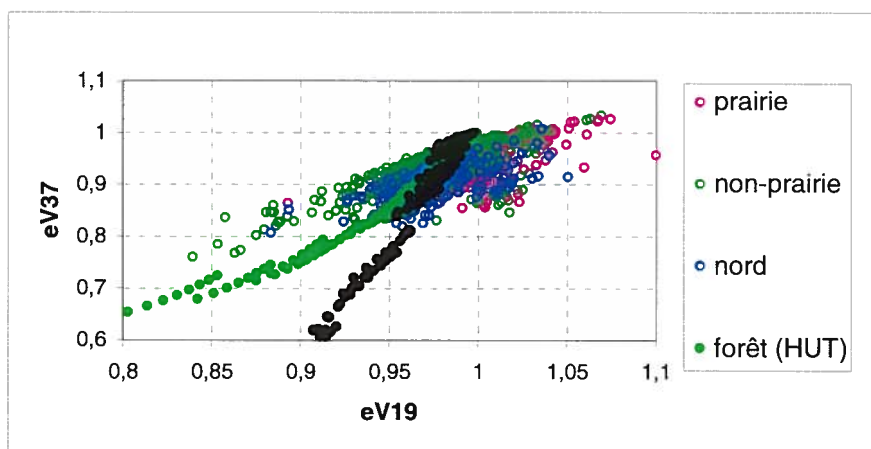
Figure 29 - Le graphique de  $T_{sIR}$  vs  $T_{sc}$  selon la hauteur de neige pour la non-prairie

Tableau 15 - Résultats de la validation ( $T_{sIR}$  vs  $T_{sc}$ ) selon la hauteur de neige pour la non-prairie (intervalle d'une heure)

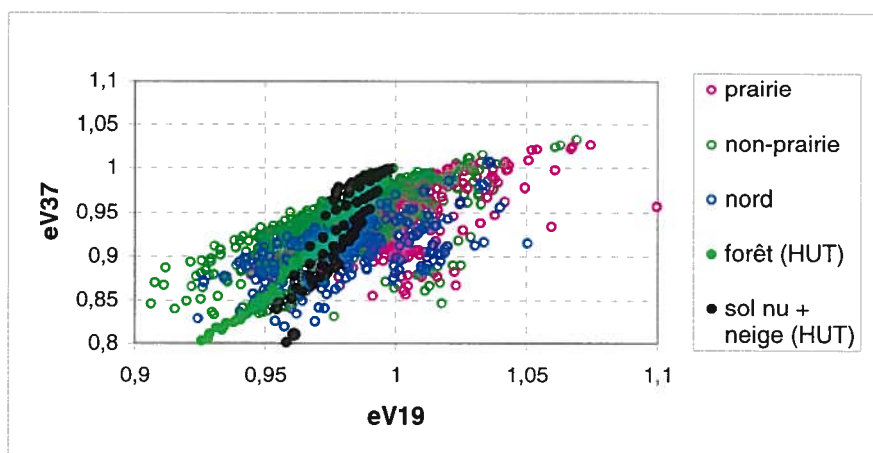
Hauteur de neige (cm)	Nombre des données	RMSE	R <sup>2</sup>	Biais
1 < h < 10	49	6,17	0,51	-0,21
11 < h < 20	19	6,49	0,41	-0,16
21 < h < 30	21	7,33	0,42	-0,41
31 < h < 50	8	5,99	0,37	0,30

Dans l'inversion de notre modèle, nous forçons la température  $T_{s,c}$  vers une température de l'air, approximation qui génère une erreur moyenne de l'ordre de 5 à 7°C.

Si nous considérons la température de surface infrarouge pour caractériser l'émissivité de la neige, nous obtenons des valeurs d'émissivité plus grandes que 1 et il apparaît des différences significatives avec le modèle d'émissivité simulée (figure 30 et 31). Cette différence montre qu'il y a lieu ici de considérer le gradient thermique à l'intérieur du couvert de neige et que l'utilisation de  $T_{s,IR}$  pour estimer l'émissivité de la neige comme proposée par Prigent et Aires (2003) n'est pas satisfaisante.



**Figure 30 - Valeurs d'émissivité verticale à 19 et 37 GHz calculées (en utilisant les mesures de  $T_{s,IR}$ ) et simulées (avec le modèle HUT)**



**Figure 31 – Agrandissement de la figure 30**

## 6. Vérification des hypothèses

Concernant la première hypothèse, qui énonçait que l'on peut développer une nouvelle méthode pour sortir la température de surface l'hiver dans le domaine micro-onde passive, nous pouvons affirmer qu'elle a été satisfaite avec une erreur d'estimation autour de 6°C. Les tableaux et figures de la section précédente en nous confirment. Nous retrouvons une température  $T_{ac}$  proche à la température de l'air, prémisse au départ. La comparaison avec des données dérivées des mesures IR-thermique nous permet de constater que la température de surface retrouvée avec des données micro-ondes ne correspond pas à la température de l'interface neige/air (« skin temperature »).

Concernant la deuxième hypothèse, qui énonçait que la nouvelle relation établie devrait être meilleure statistiquement que la relation brute entre la température de brillance et celle de l'air, la comparaison de l'erreur RMSE des tableaux 4 et 5 contre ceux 8, 9, 10 la rend valide.

## 7. Conclusions

Les résultats présentés dans ce projet démontrent que dans certaines conditions il est possible d'estimer la température de surface à partir d'observations faites par un capteur micro-onde passive.

Nous soulignons que les stations météorologiques sont ponctuelles et nous les comparons à des données de résolution spatiale grossière de 25 km correspondante aux capteurs micro-ondes passifs, donc les données d'une station peuvent ne pas être représentatives du pixel considéré.

Au niveau de la méthode, nous avons fait de fortes simplifications lors de la détermination du modèle d'émissivité et la détermination des paramètres qui interviennent dans les corrections de la température de brillance.

L'objectif était de montrer les limites pratiques de cette approche simple. Les résultats montrent que l'on peut effectivement estimer la température de l'air par cette méthode mais avec une

précision de l'ordre de 5 à 7°C seulement. Ces résultats pourraient être améliorés en proposant un modèle, même simple, de profil de température dans le manteau neigeux.

En conséquence, nous espérons que la méthode étudiée dans le cadre de cette recherche sert de préalable aux travaux postérieurs afin d'améliorer la détermination de la température du sol (interface neige-sol) au moyen d'un modèle physique qui modélise la métamorphose de la neige et inclut un gradient thermique le long de la couche de neige permettant de différencier la température de la neige de celle de l'air et de celle du sol.

Ce travail permettrait aussi d'obtenir un outil complémentaire pour évaluer le réchauffement climatique pour les régions nordiques, si nous considérons des températures moyennes mensuelles au lieu de valeurs journalières. La potentielle détermination des données de température de surface aux endroits où il n'y a pas des stations météorologiques laisserait retrouver certains indices de changement climatique.

## 8. Références

ACIA (2004), Impacts of a warming Arctic – Arctic Climate Impact Assessment, Cambridge University press, <http://www.acia.uaf.edu>; <http://amap.no/acia/ArcticImpacts.pdf>.

Aires, F., Prigent, C., Rossow, W. B., and Rothstein, M. (2001) A new neural network approach including first-guess for retrieval of atmospheric water vapor, cloud liquid water path, surface temperature and emissivities over land from satellite microwave observations. *Journal of Geophysical Research*, 106, p. 14 887-14 907.

Basist A., Grody N. C., T.C. Peterson and C. N. Williams (1998) Using the Special Sensor Microwave/Imager to Monitor Land Surface Temperatures, Wetness, and Snow Cover. *Journal of Applied Meteorology*, 37, p. 888-911.

Brodzik, M. J., & Knowles, K. (2002). EASE-Grid: a versatile set of equal-area projections and grids. In M. Goodchild and A. J. Kimerling (Eds.), *Discrete Global Grids*. Santa Barbara, CA, USA: National Center for Geographic Information & Analysis [http://www.ncgia.ucsb.edu/globalgrids-book/ease\\_grid/](http://www.ncgia.ucsb.edu/globalgrids-book/ease_grid/)

Fily, M., A. Royer, K. Goïta, and C. Prigent (2003) A simple retrieval method for land surface temperature and fraction of water surface determination from satellite microwave brightness temperatures in sub-arctic areas. *Remote Sens. of Environ.*, 85, p. 328-338.

Foster J. L., D. K. Hall and T. C. Chang (1984) An overview of passive microwave snow research and results. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 22 (2), p. 195-208.

Grippa M., N. Mognard, T. L.e Toan and E.G Josberger (2004) Siberia snow depth climatology derived from SSM/I data using a combined dynamic and static algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 93, p. 30-41.

Köhn J., Royer, A. (2006). HUT and empirical model simulations for air temperature retrieval over snow from microwave brightness temperatures. *CRYSYS Annual Meeting*, Toronto, Canada.



Kurvonen L., J. Pulliainen and M. Hallikainen (1998) Monitoring of boreal forest with multitemporal special sensor microwave imager data. *Radio Science*, 33 (3), p. 731-714.

Kurvonen L. and M. Hallikainen (1997) Influence of Land-Cover Category on Brightness Temperature of Snow. *IEEE Trans. on Geoscience and Rem. Sens.*, 35 (2), p. 367-377.

Langlois, A. (2003) Etude de la variation spatio-temporelle du couvert nival par télédétection micro-ondes passives et validation du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC), Thèses de l'Université de Sherbrooke, 87 pages.

Latifovic R., Z. Zhu, J. Cihlar et C. Giri. (2002) Land cover of North America 2000. Natural Resources Canada, Canada Center for Remote Sensing, US Geological Service EROS Data Center.

McFarland M. J., R. L. Miller and C. Neale (1990) Land Surface Temperature derived from the SSM/I passive microwave brightness temperatures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28 (5), p. 839-845.

Mialon A., M. Fily and A. Royer (2005) Seasonal snow cover extent variation from microwave remote sensing data: comparison with existing datasets, eARSeL Workshop on remote sensing of land ice and snow, Bern, Switzerland, February.

Mialon, Arnaud (2005). *Étude de la variabilité climatique des hautes latitudes nord, dérivée d'observations satellites micro-ondes*. Thèse de doctorat, Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke, 235 p.

Mognard N. and E. Josberger (2002) Northern Great Plains 1996/1997 seasonal evolution of snowpack parameters from satellite passive-microwave measurements. *Annals of Glaciology* vol. 34. p. 15-23.

Neale C. M. U., M. J. McFarland and K. Chang (1990) Land-Surface-Type Classification using microwave brightness temperatures from Special Sensor Microwave/Imager. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 28, no 5, p. 829-837.

Njoku, E.G. and L. Li (1999). Retrieval of land surface parameters using passive microwave measurements at 6-18 GHz. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 37, no 1, p. 79-93.

Overland J. E., M. C. Spillane, D. B. Percival, M. Wang and H. O. Mofjeld., (2004), Seasonal and regional variation of pan-Arctic surface air temperature over the instrumental record. *J. Climate*, 17, nro. 17, 3263-3282.

Pardé, M., Goïta, K., Royer, A. and Vachon, F. (2005) Boreal forest attenuation in the microwave domain using ground-based measurements. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, vol. 2, nro. 2, p. 169-171.

Prigent C. and F. Aires (2003) Retrieval of surface and atmospheric geophysical variables over snow from microwave satellite observations. *Journal of Applied Meteorol*, 42, p. 368-381.

Prigent C., F. Aires and W. Rossow (2003) Land surface skin temperatures from a combined analysis of microwave and infrared satellite observations for an all-weather evaluation of the differences between air and skin temperatures. *Journal of Geophysical Research*, vol. 108 nro. D10, 4310, doi:10.1029/2002JD002301.

Prigent, C. and Rossow, W. B. (1999) Retrieval of surface and atmospheric parameters over land from SSM/I: potential and limitations, *Q.J.R. Meteorol.*, 125, p. 2379-2400.

Pulliainen J. (1999) HUT Snow Emission Model and its Applicability to Snow Water Equivalent Retrieval. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37 (3), p. 1378- 1390.

Pulliainen J., K. Tigerstedt, W. Huining, M. Hallikainen, C. Mätzler, A. Wiesmann and U. Wegmüller (1998) Retrieval of Geophysical Parameters with Integrated Modelling of Land Surfaces and Atmosphere, ESTEC Contract No. 117606/95/NL/NB (SC). ESA/ESTEC project report. 241 p.

Pulliainen J. T., J. Grandell, and M. T. Hallikainen (1997) Retrieval of Surface Temperature in Boreal Forest Zone from SSM/I Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35 (5), p. 1188-1200.

Roy V., K. Goïta, A. Royer, A. Walker and B. Goodison (2004) Snow Water Equivalent Retrieval in a Canadian Boreal Environment from Microwave Measurements using the HUT Snow Emission Model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol 42, Nro. 9, p. 1850-1859.

Shuman C. A., R. Alley, S. Anandakrishnan and C. R. Stearns (1995) An Empirical Technique for Estimating Near-Surface Air Temperature Trends in Central Greenland from SSM/I Brightness Temperatures. *Remote Sens. Environ.*, 51, p. 245-252.

Singh P. R. and T. Y. Gan (in press), Modelling snowpack surface temperature in the Canadian Prairies using simplified heat flow models. *Hydrol. Process.* Publié online in Wiley InterScience ([www.interscience.wiley.com](http://www.interscience.wiley.com)). DOI: 10.1002/hyp.5839.

Ulaby, F. T., Moore, R. K., Fung, A. K. (1981) Microwave remote sensing, active and passive. Volume 1: Microwave remote sensing fundamentals and radiometry. Artech House, 456 p.

Ulaby, F. T., Moore, R. K., Fung, A. K. (1986) Microwave remote sensing, active and passive. Volume 2: Microwave remote sensing fundamentals and radiometry. Artech House, 1064 p.

Wegmüller U. and C. Mätzler (1999) Rough Bare Soil Reflectivity Model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37, nro. 3, p. 1391-1395.

Zhang Y., W. Chen, S. L. Smith, D. W. Riseborough and J. Cihlar (2005) Soil temperature in Canada during the twentieth century: complex responses to atmospheric climate change. *Journal of geophysical Research*, (110) D03112.

## Annexe 1 – Liste des stations météorologiques sélectionnées dans cette étude

Dans cette annexe, nous énumérons, par province, les stations météorologiques sélectionnées pour notre recherche. Au moyen des tableaux, nous indiquons les paramètres identifiant chaque station qui sont énumérés au-dessous :

<b>Id.</b>	l'indicatif unique attribué par le Service météorologique du Canada pour chaque station ayant archivé des observations.
<b>station</b>	le nom de la station
<b>lat</b>	la latitude en degrés
<b>lon</b>	la longitude en degrés
<b>alt</b>	l'altitude en m se rapporte à l'altitude de la station d'observation par rapport au niveau moyen de la mer
<b>f<sub>for</sub></b>	fraction de forêt dans le pixel correspondant à la station
<b>sv</b>	volume de troncs dans le pixel correspondant à la station
<b>f<sub>lac</sub></b>	fraction de lac dans le pixel correspondant à la station
<b>f<sub>mer</sub></b>	fraction de la mer dans le pixel correspondant à la station
<b>seuil<sub>été</sub></b>	seuil indiquant la présence de neige

À chaque province, nous présentons la localisation des stations dans une carte et la couverture de terres dans une autre. Concernant les cartes de la couverture de terres, il s'agit de la Couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000 (Latifovic *et al.*, 2002) projetée sur la EASE-Grid (25 km de résolution), c'est pour cela ces cartes montrent une résolution grossière comparée à la résolution de 1 km d'origine. Le tableau A1.1 énumère les différentes classes de couverture y concernées.

Aux tableaux, les stations utilisées pour retrouver le modèle sont signalées en couleur jaune et les stations destinées à la validation sont signalées en couleur verte. De plus, les stations situées dans la prairie sont marquées en rose et les stations restantes en vert foncé.

**Tableau A1.1 - Classes de terrain de la couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000**

1	Tropical or sub-tropical broadleaved Evergreen Forest - closed canopy
2	Tropical or sub-tropical broadleaved Deciduous Forest - closed canopy
3	Temperate or sub-polar broadleaved Deciduous Forest - closed canopy
4	Temperate or sub-polar Needleleaved Evergreen Forest - closed canopy
5	Temperate or sub-polar Needleleaved Evergreen Forest - open canopy
6	Temperate or sub-polar Needleleaved mixed Forest - closed canopy
7	Temperate or sub-polar Mixed broadleaved or Needleleaved Forest - closed canopy
8	Temperate or sub-polar Mixed broadleaved or Needleleaved Forest - open canopy
9	Temperate or sub-polar Broadleaved Evergreen Shrubland - closed canopy
10	Temperate or sub-polar Broadleaved Deciduous Shrubland - open canopy
11	Temperate or sub-polar Needleleaved Evergreen Shrubland - open canopy
12	Temperate or sub-polar Mixed Broadleaved or Needleleaved Dwarf Shrubland - open canopy
13	Temperate or sub-polar grassland
14	Temperate or sub-polar grassland with a sparse tree layer
15	Temperate or sub-polar grassland with a sparse shrub layer
16	Polar grassland with a sparse shrub layer
17	Polar grassland with a dwarf-sparse shrub layer
18	Cropland
19	Cropland and Shrubland/woodland
20	Subpolar Needleleaved Evergreen Forest Open Canopy - lichen understory
21	Unconsolidated Material Sparse vegetation (old burnt or other disturbance)
22	urban or built up
23	consolidated Rock sparse vegetation
24	waterbodies
25	resent burnt area
26	snow and ice
27	wetlands
28	herbaceous wetlands
29	ocean

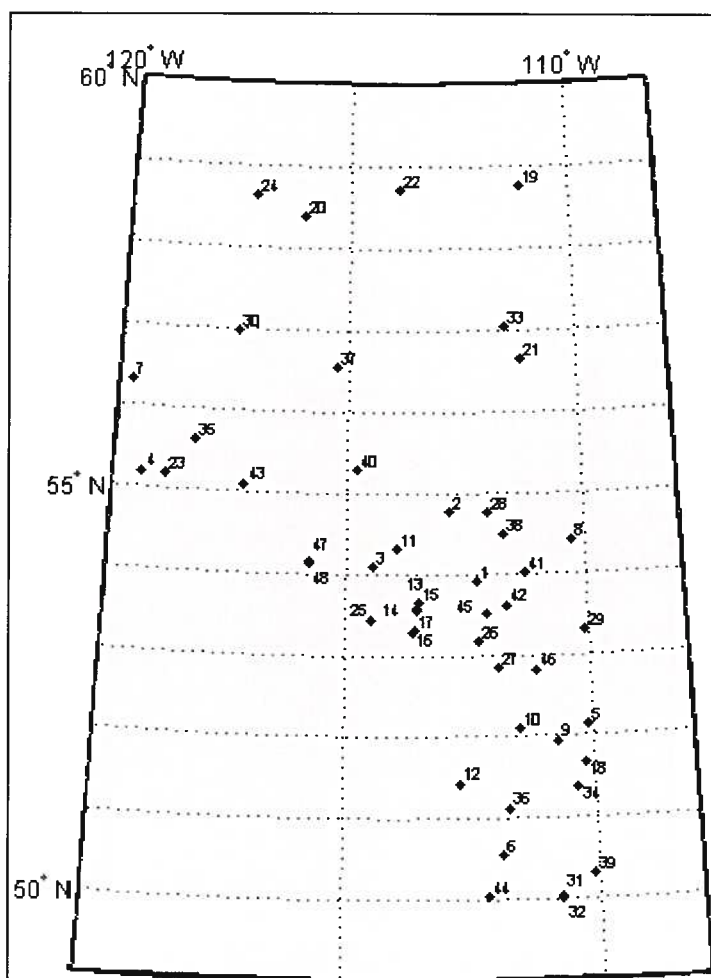


## – Alberta

Tableau A1.2 - Liste des stations météorologiques sélectionnées de la province de l'Alberta

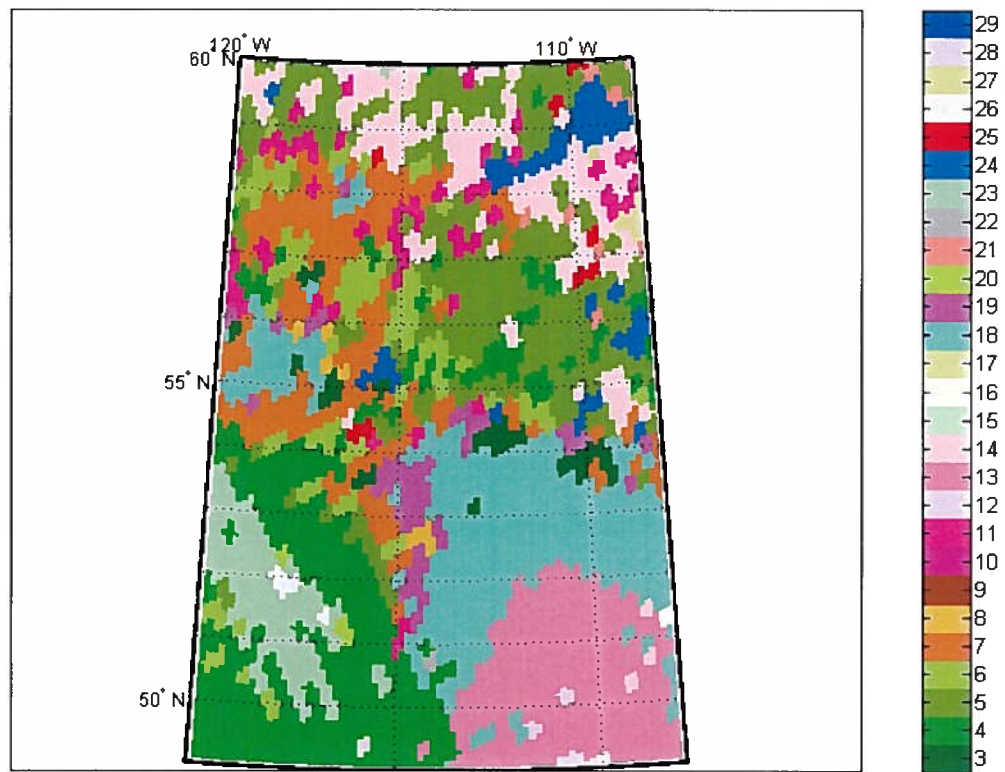
	<i>Id.</i>	<i>station</i>	<i>lat</i>	<i>lon</i>	<i>alt</i>	<i>f<sub>for</sub></i>	<i>sv</i>	<i>f<sub>lac</sub></i>	<i>f<sub>mer</sub></i>	<i>seuil<sub>été</sub></i>
1	3010237	ANDREW	53,917	-112,279	625,0	0,05	4,68	0,00	0,00	-0,016
2	3060406	ATMORE	54,782	-112,825	574,0	0,21	20,40	0,00	0,00	-0,015
3	3060535	BARRHEAD	54,095	-114,446	648,0	0,15	15,42	0,02	0,00	-0,017
4	3070600	BEAVERLODGE	55,197	-119,397	745,0	0,30	29,43	0,00	0,00	-0,021
5	3010730	BODO	52,124	-110,101	687,0	0,04	0,01	0,04	0,00	-0,019
6	3030QLP	BROOKS	50,550	-111,850	746,8	0,13	10,34	0,02	0,00	-0,022
7	3074935	CLEARDALE	56,314	-119,745	630,0	0,19	17,60	0,00	0,00	-0,022
8	3081680	COLD	54,417	-110,283	541,0	0,15	14,48	0,01	0,00	-0,012
9	3011815	CONSORT	51,937	-110,713	772,0	0,04	0,01	0,00	0,00	-0,020
10	3011885	CORONATION	52,083	-111,450	790,7	0,05	0,00	0,00	0,00	-0,018
11	3061975	DAPP	54,317	-113,950	614,2	0,10	10,11	0,00	0,00	-0,019
12	30221LG	DRUMHELLER	51,433	-112,667	678,2	0,04	3,76	0,00	0,00	-0,020
13	3012208	EDMONTON	53,573	-113,518	670,6	0,03	3,11	0,00	0,00	-0,017
14	3012209	EDMONTON	53,567	-113,517	671,0	0,03	3,11	0,00	0,00	-0,017
15	3012212	EDMONTON	53,667	-113,467	687,9	0,11	11,35	0,00	0,00	-0,017
16	3012206	EDMONTON	53,301	-113,601	715,0	0,02	2,06	0,00	0,00	-0,016
17	3012205	EDMONTON	53,317	-113,583	723,3	0,02	2,06	0,00	0,00	-0,016
18	301B460	ESTHER	51,667	-110,200	707,0	0,05	0,34	0,00	0,00	-0,021
19	3072658	FORT CHIPEWYAN	58,767	-111,117	232,0	0,38	37,53	0,01	0,00	-0,006
20	3072723	FORT VERMILLION	58,382	-116,040	289,0	0,26	26,04	0,00	0,00	-0,016
21	3062693	FORT MCMURRAY	56,650	-111,217	369,1	0,66	64,95	0,00	0,00	-0,018
22	307KPFP	GARDEN	58,704	-113,876	240,8	0,53	52,11	0,00	0,00	-0,016
23	3072920	GRANDE	55,180	-118,885	669,0	0,01	0,17	0,04	0,00	-0,022
24	3073146	HIGH	58,621	-117,165	338,3	0,94	93,75	0,00	0,00	-0,016
25	3013247	HIGHVALE	53,450	-114,467	746,8	0,19	18,59	0,13	0,00	-0,016
26	3013340	HOLDEN	53,185	-112,246	688,0	0,06	6,07	0,00	0,00	-0,017
27	3013640	KILLAM	52,848	-111,872	674,5	0,01	1,41	0,00	0,00	-0,019
28	3063685	LAC	54,767	-112,017	567,0	0,51	50,44	0,09	0,00	-0,013
29	3013961	LLOYDMINSTER	53,309	-110,073	668,7	0,01	1,40	0,00	0,00	-0,017
30	3074190	MANNING	56,974	-117,451	457,0	0,61	61,03	0,00	0,00	-0,018
31	3034480	MEDICINE	50,019	-110,721	716,9	0,22	18,98	0,02	0,00	-0,018
32	3034485	MEDICINE	50,025	-110,717	717,4	0,07	5,90	0,00	0,00	-0,020
33	3064528	MILDRED	57,041	-111,559	310,0	0,35	34,41	0,03	0,00	-0,016
34	3024965	OYEN	51,383	-110,350	766,7	0,05	0,34	0,00	0,00	-0,021
35	3075160	PEORIA	55,621	-118,293	621,2	0,26	25,92	0,00	0,00	-0,020
36	3025243	POLLOCKVILLE	51,125	-111,705	750,0	0,06	1,96	0,00	0,00	-0,021

37	3075488	RED	56,552	-115,278	546,0	0,60	59,67	0,09	0,00	-0,014
38	3065475	RICH	54,500	-111,700	585,0	0,63	62,50	0,07	0,00	-0,014
39	3025768	SCHULER	50,307	-110,091	800,0	0,05	0,42	0,00	0,00	-0,021
40	3065999	SLAVE	55,283	-114,783	582,8	0,78	76,81	0,05	0,00	-0,014
41	3015676	ST. PAUL	54,011	-111,272	649,0	0,06	6,40	0,04	0,00	-0,017
42	3016655	TWO	53,625	-111,678	678,0	0,10	9,59	0,00	0,00	-0,017
43	3076680	VALLEYVIEW	55,098	-117,199	698,0	0,23	23,12	0,00	0,00	-0,018
44	3036682	VAUXHALL	50,050	-112,133	779,0	0,11	8,01	0,00	0,00	-0,018
45	3016GF0	VEGREVILLE	53,517	-112,100	639,3	0,14	13,85	0,00	0,00	-0,018
46	301S001	WAINWRIGHT	52,831	-111,101	686,3	0,01	1,07	0,00	0,00	-0,020
47	3067372	WHITECOURT	54,144	-115,787	782,4	0,67	66,66	0,00	0,00	-0,019
48	3067371	WHITECOURT	54,150	-115,783	784,7	0,67	66,66	0,00	0,00	-0,019



**Figure A1.1 – Location des stations météorologiques de la province de l'Alberta  
(tableau A1.2)**



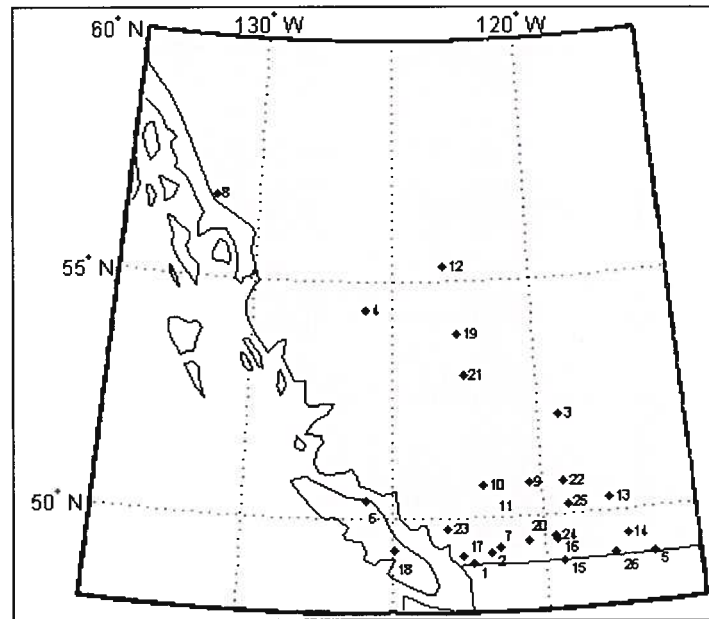


**Figure A1.2 – Couverture de terre de l’Amérique du Nord de l’année 2000 (Latifovic *et al.*, 2002) projetée sur la EASE-Grid (25 km de résolution) de la province de l’Alberta**

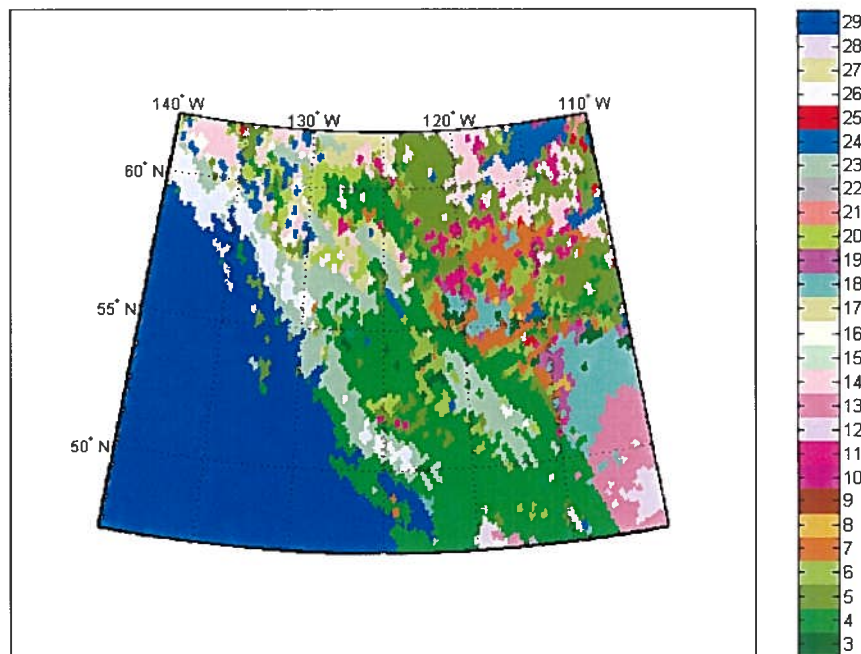
## – Colombie-Britannique

**Tableau A1.3 - Liste des stations météorologiques sélectionnées de la province de la Colombie-Britannique**

	<i>Id.</i>	<i>station</i>	<i>lat</i>	<i>lon</i>	<i>alt</i>	<i>f<sub>for</sub></i>	<i>sv</i>	<i>f<sub>lac</sub></i>	<i>f<sub>mer</sub></i>	<i>seuil<sub>été</sub></i>
1	1100030	ABBOTSFORD	49,025	-122,363	57,9	0,24	23,58	0,08	0,01	-0,014
2	1100119	AGASSIZ	49,250	-121,767	15,0	0,70	70,22	0,27	0,00	-0,014
3	1160H99	BLUE	52,129	-119,290	682,8	0,37	36,04	0,14	0,00	-0,015
4	1091174	BURNS	54,383	-125,950	713,2	0,77	76,46	0,03	0,00	-0,009
5	114B1F0	CRESTON	49,082	-116,501	646,2	0,72	71,37	0,00	0,00	-0,016
6	106CDL0	HELMCKEN	50,400	-125,867	18,9	0,84	84,12	0,01	0,14	-0,006
7	1113539	HOPE	49,367	-121,483	39,0	0,95	95,10	0,02	0,00	-0,017
8	120C6PK	ISKUT	56,733	-131,667	15,0	0,07	6,72	0,02	0,01	-0,015
9	1163780	KAMLOOPS	50,702	-120,442	345,3	0,54	53,92	0,10	0,00	-0,015
10	1114619	LILLOOET	50,684	-121,934	235,0	0,70	69,04	0,06	0,00	-0,016
11	1114739	LYTTON	50,224	-121,582	225,0	0,59	58,10	0,08	0,00	-0,016
12	1184790	MACKENZIE	55,305	-123,138	690,1	0,77	77,05	0,17	0,00	-0,016
13	1145297	NAKUSP	50,267	-117,817	512,1	0,81	80,90	0,16	0,00	-0,012
14	1145M29	NELSON	49,491	-117,305	534,9	0,88	87,93	0,01	0,00	-0,018
15	1125852	OSOYOOS	49,028	-119,441	282,9	0,59	57,81	0,04	0,00	-0,017
16	1126150	PENTICTON	49,463	-119,602	344,1	0,61	60,43	0,12	0,00	-0,015
17	1106178	PITT	49,200	-122,683	5,0	0,07	6,57	0,05	0,05	-0,015
18	1036B06	PORT	49,317	-124,926	76,2	0,80	80,05	0,08	0,00	0,001
19	1096450	PRINCE	53,891	-122,679	691,3	0,86	86,43	0,01	0,00	-0,016
20	112FN0M	PRINCETON	49,467	-120,512	700,4	0,61	59,42	0,01	0,00	-0,015
21	1096630	QUESNEL	53,026	-122,510	545,3	0,78	77,66	0,00	0,00	-0,016
22	116FRMN	SALMON	50,703	-119,291	350,5	0,71	70,33	0,04	0,00	-0,013
23	10476F0	SQUAMISH	49,783	-123,167	52,1	0,46	45,84	0,02	0,00	-0,015
24	112G8L1	SUMMERLAND	49,563	-119,649	454,2	0,61	60,43	0,12	0,00	-0,015
25	1128581	VERNON	50,224	-119,193	482,0	0,61	60,66	0,01	0,00	-0,014
26	1148705	WARFIELD	49,112	-117,739	566,9	0,87	86,69	0,00	0,00	-0,019



**Figure A1.3 – Location des stations météorologiques de la province de la Colombie-Britannique (tableau A1.3)**



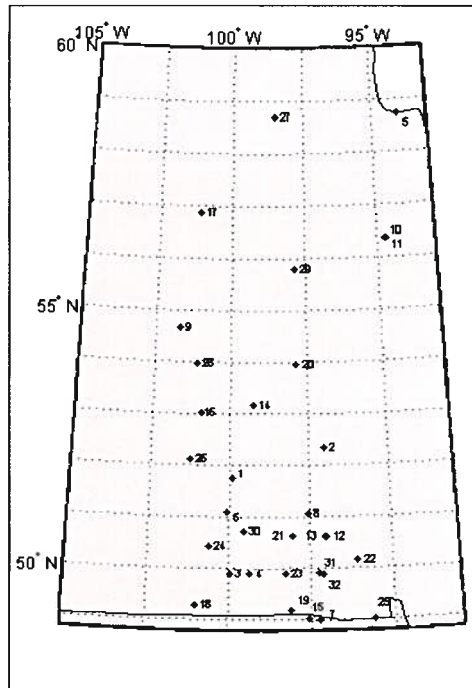
**Figure A1.4 – Couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000 (Latifovic *et al.*, 2002) projetée sur la EASE-Grid (25 km de résolution) de la province de la Colombie-Britannique**

## – Manitoba

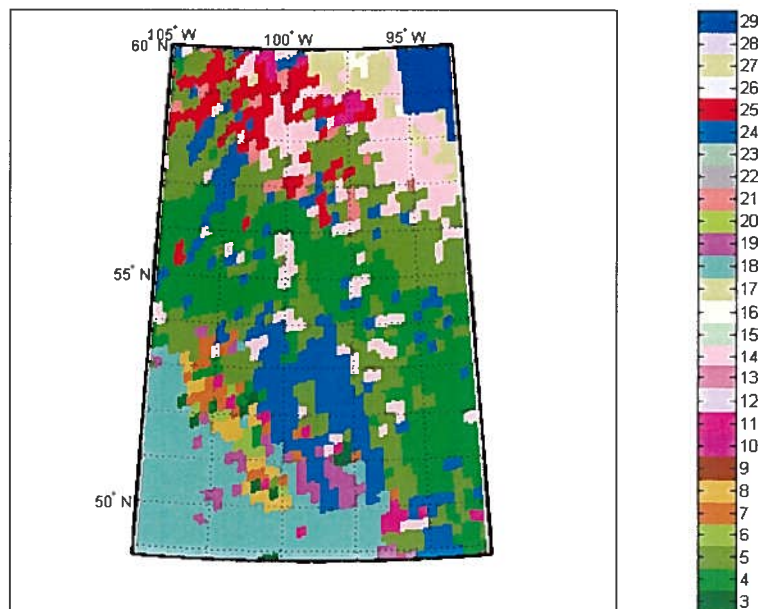
Tableau A1.4 - Liste des stations météorologiques sélectionnées de la province du Manitoba

	<i>Id.</i>	<i>station</i>	<i>lat</i>	<i>lon</i>	<i>alt</i>	<i>f<sub>for</sub></i>	<i>sv</i>	<i>f<sub>lac</sub></i>	<i>f<sub>mer</sub></i>	<i>seuil<sub>été</sub></i>
1	5040131	BACHELORS	51,750	-99,900	255,9	0,20	19,01	0,39	0,00	-0,004
2	5030203	BERENS	52,350	-97,033	221,9	0,28	27,80	0,55	0,00	-0,018
3	5010480	BRANDON	49,917	-99,950	409,4	0,02	2,23	0,00	0,00	-0,022
4	5010547	CARBERRY	49,900	-99,350	383,5	0,09	8,63	0,00	0,00	-0,028
5	5060600	CHURCHILL	58,737	-94,057	28,7	0,02	2,00	0,20	0,21	0,013
6	5040680	DAUPHIN	51,100	-100,050	304,5	0,63	62,75	0,00	0,00	-0,017
7	5020882	EMERSON	49,000	-97,238	242,0	0,02	1,54	0,00	0,00	-0,018
8	50309J6	FISHER	51,083	-97,550	253,0	0,05	5,37	0,00	0,00	-0,019
9	5050919	FLIN	54,683	-101,683	303,9	0,70	69,51	0,25	0,00	-0,003
10	5060999	GILLAM	56,367	-94,700	145,3	0,29	29,10	0,16	0,00	-0,009
11	5061001	GILLAM	56,357	-94,711	145,1	0,29	29,10	0,16	0,00	-0,009
12	5031041	GIMLI	50,631	-96,982	217,0	0,15	15,40	0,20	0,00	-0,001
13	50310D0	GIMLI	50,633	-97,050	230,1	0,15	15,40	0,20	0,00	-0,001
14	5031A10	GRAND	53,183	-99,267	222,5	0,33	32,33	0,42	0,00	-0,002
15	5021220	GRETNA	49,030	-97,560	252,6	0,00	0,09	0,00	0,00	-0,017
16	5051311	HUNTERS	53,028	-100,935	256,1	0,50	49,85	0,26	0,00	-0,012
17	5061646	LYNN	56,864	-101,076	356,6	0,52	51,92	0,25	0,00	-0,009
18	501A7AR	MELITA	49,283	-100,983	445,9	0,00	0,15	0,00	0,00	-0,023
19	5021849	MORDEN	49,183	-98,083	297,5	0,03	3,37	0,00	0,00	-0,023
20	506B047	NORWAY	53,950	-97,850	223,7	0,34	33,79	0,27	0,00	-0,010
21	504K0NM	OAKPOINT	50,633	-98,033	249,6	0,00	0,00	0,60	0,00	-0,018
22	503B1ER	PINAWA	50,177	-96,065	268,0	0,16	15,14	0,21	0,00	-0,013
23	5012324	PORTAGE	49,900	-98,267	272,7	0,03	3,25	0,03	0,00	-0,018
24	5012654	SHOAL	50,450	-100,600	561,3	0,27	26,85	0,04	0,00	-0,023
25	5022759	SPRAGUE	49,017	-95,600	328,8	0,33	32,21	0,00	0,00	-0,010
26	504K80K	SWAN	52,117	-101,233	334,8	0,29	29,20	0,00	0,00	-0,018
27	5062840	TADOULE	58,716	-98,502	262,0	0,10	8,47	0,07	0,00	0,004
28	5052880	THE	53,967	-101,100	270,4	0,24	23,22	0,49	0,00	-0,003
29	5062922	THOMPSON	55,800	-97,867	222,2	0,73	72,97	0,15	0,00	-0,010
30	5043158	WILSON	50,717	-99,533	351,0	0,27	26,70	0,00	0,00	-0,020
31	5023222	WINNIPEG	49,917	-97,233	238,7	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,018
32	5023262	WINNIPEG	49,883	-97,133	230,0	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,018





**Figure A1.5 – Location des stations météorologiques de la province du Manitoba  
(tableau A1.4)**

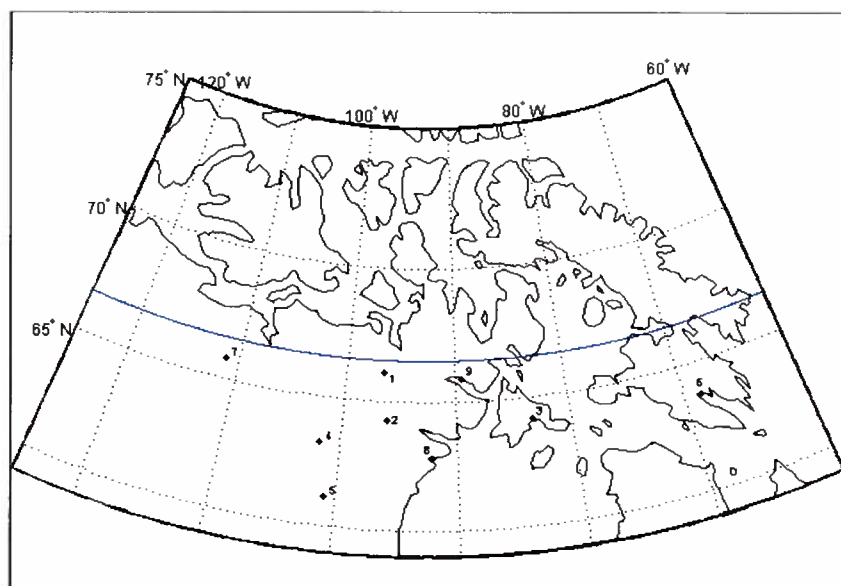


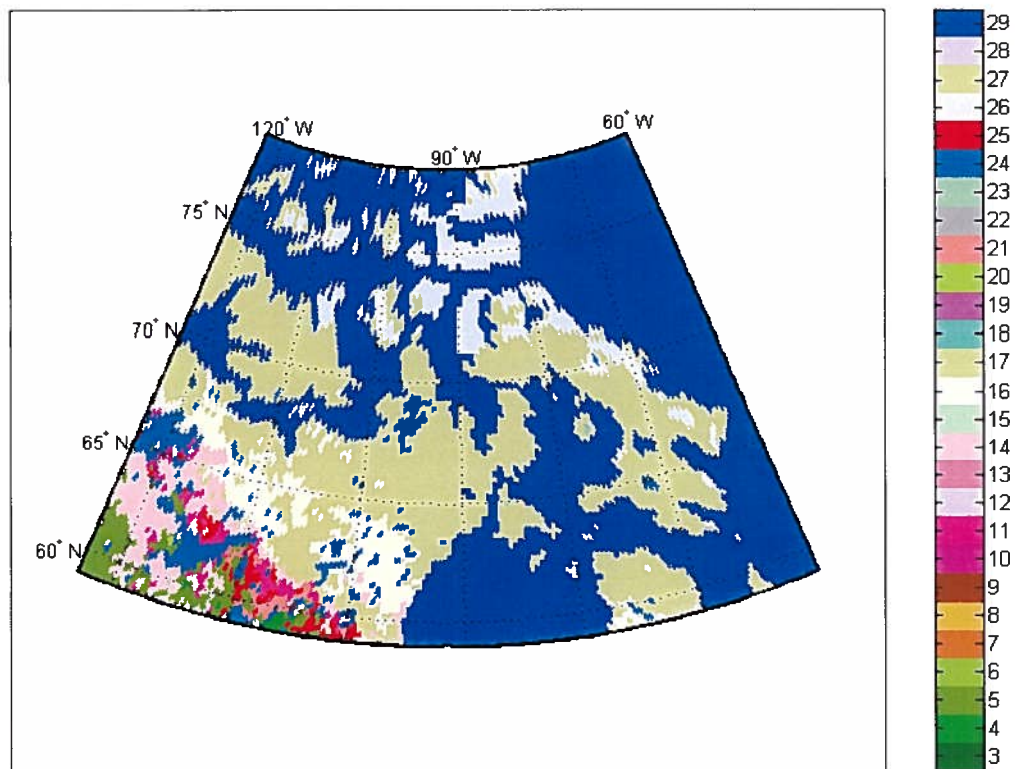
**Figure A1.6 - Couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000 (Latifovic *et al.*, 2002) projetée sur la EASE-Grid (25 km de résolution) de la province du Manitoba**

## – Nunavut

Tableau A1.5 - Liste des stations météorologiques sélectionnées de la province de Nunavut

	<i>Id.</i>	<i>station</i>	<i>lat</i>	<i>lon</i>	<i>alt</i>	<i>f<sub>for</sub></i>	<i>sv</i>	<i>f<sub>lac</sub></i>	<i>f<sub>mer</sub></i>	<i>seuil<sub>été</sub></i>
1	2300MQM	BACK	66,086	-96,511	61,0	0,00	0,00	0,01	0,00	-0,003
2	2300500	BAKER	64,299	-96,078	18,0	0,00	0,00	0,20	0,00	-0,001
3	2301000	CORAL	64,193	-83,359	64,0	0,00	0,00	0,00	0,27	0,001
4	230J048	DUBAWNT	63,227	-101,762	237,4	0,00	0,00	0,51	0,00	-0,011
5	2301102	ENNADAI	61,132	-100,884	353,1	0,00	0,00	0,22	0,00	0,002
6	2402590	IQALUIT	63,750	-68,550	33,5	0,00	0,00	0,01	0,03	0,001
7	2302685	LUPIN	65,767	-111,233	499,6	0,00	0,00	0,12	0,00	-0,001
8	2303401	RANKIN	62,817	-92,117	28,7	0,00	0,00	0,06	0,21	0,015
9	2403945	WAGER	65,879	-89,446	18,0	0,00	0,00	0,02	0,32	-0,004

Figure A1.7 – Location des stations météorologiques de la province de Nunavut  
(tableau A1.5)

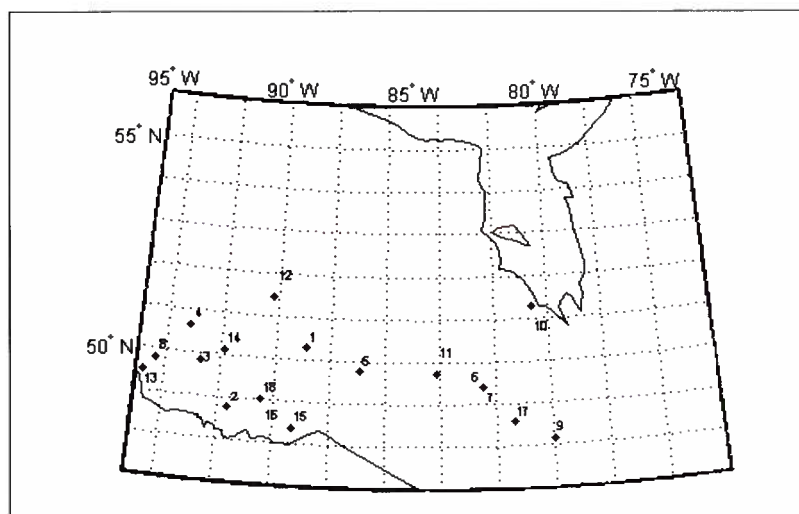


**Figure A1.8 - Couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000 (Latifovic *et al.*, 2002) projetée sur la EASE-Grid (25 km de résolution) de la province de Nunavut**

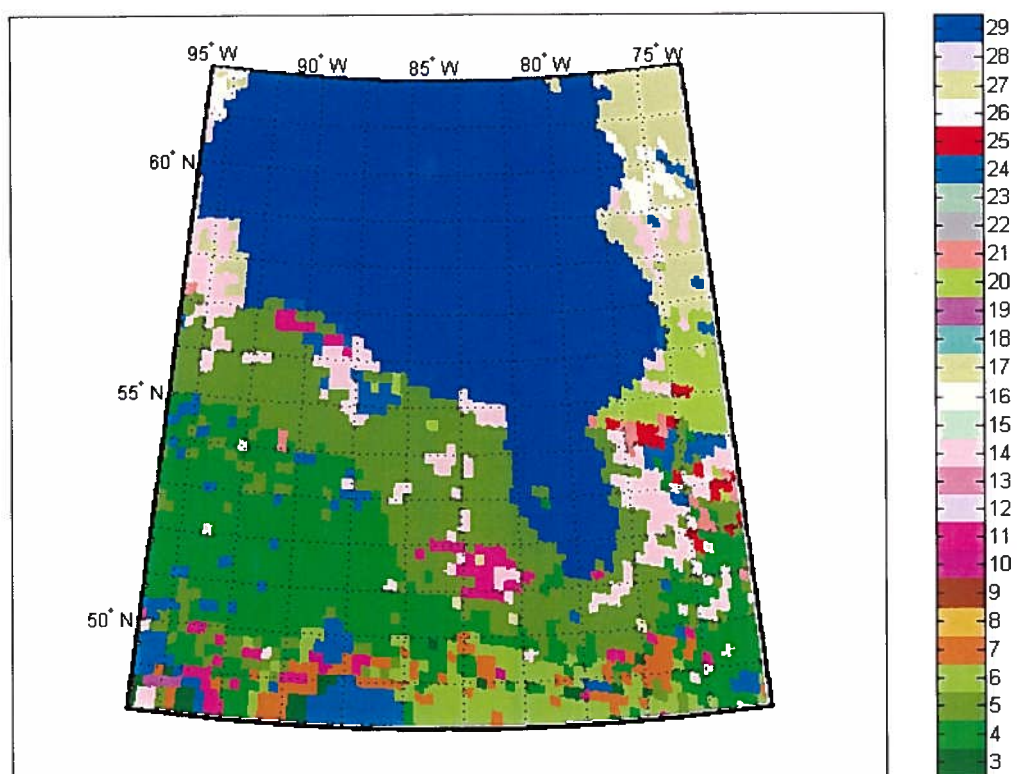
## – Ontario

Tableau A1.6 - Liste des stations météorologiques sélectionnées de la province de l'Ontario

	<i>Id.</i>	<i>station</i>	<i>lat</i>	<i>lon</i>	<i>alt</i>	<i>f<sub>for</sub></i>	<i>sv</i>	<i>f<sub>lac</sub></i>	<i>f<sub>mer</sub></i>	<i>seuil<sub>été</sub></i>
1	6040325	ARMSTRONG	50,294	-88,905	322,5	0,69	68,68	0,08	0,00	-0,005
2	6020LPQ	ATIKOKAN	48,761	-91,628	389,3	0,46	44,30	0,08	0,00	-0,009
3	6032120	DRYDEN	49,832	-92,744	412,7	0,37	36,23	0,13	0,00	-0,003
4	6012199	EAR	50,631	-93,221	362,6	0,48	47,60	0,16	0,00	-0,006
5	6042716	GERALDTON	49,783	-86,931	348,7	0,70	69,93	0,06	0,00	-0,009
6	6073975	KAPUSKASING	49,414	-82,467	226,5	0,83	82,40	0,00	0,00	-0,018
7	6073980	KAPUSKASING	49,406	-82,444	218,0	0,83	82,40	0,00	0,00	-0,018
8	6034075	KENORA	49,790	-94,365	406,1	0,36	35,37	0,14	0,00	-0,004
9	6074211	KIRKLAND	48,150	-80,000	324,0	0,83	82,54	0,04	0,00	-0,013
10	6075428	MOOSONEE	51,291	-80,607	9,1	0,84	83,95	0,00	0,00	-0,011
11	6075543	NAGAGAMI	49,747	-84,164	264,0	0,90	89,68	0,03	0,00	-0,015
12	6016525	PICKLE	51,449	-90,218	390,8	0,81	80,65	0,14	0,00	-0,009
13	6037201	ROYAL	49,469	-94,763	329,0	0,18	17,29	0,50	0,00	-0,001
14	6037775	SIOUX	50,117	-91,900	390,1	0,57	56,99	0,37	0,00	-0,007
15	6048261	THUNDER	48,369	-89,327	199,0	0,80	79,63	0,00	0,00	-0,012
16	6048268	THUNDER	48,369	-89,327	199,4	0,80	79,63	0,00	0,00	-0,012
17	6078285	TIMMINS	48,567	-81,383	294,7	0,74	72,96	0,01	0,00	-0,015
18	6049095	UPSALA	49,033	-90,467	488,5	0,51	50,12	0,05	0,00	-0,021

Figure A1.9 – Location des stations météorologiques de la province de l'Ontario  
(tableau A1.6)



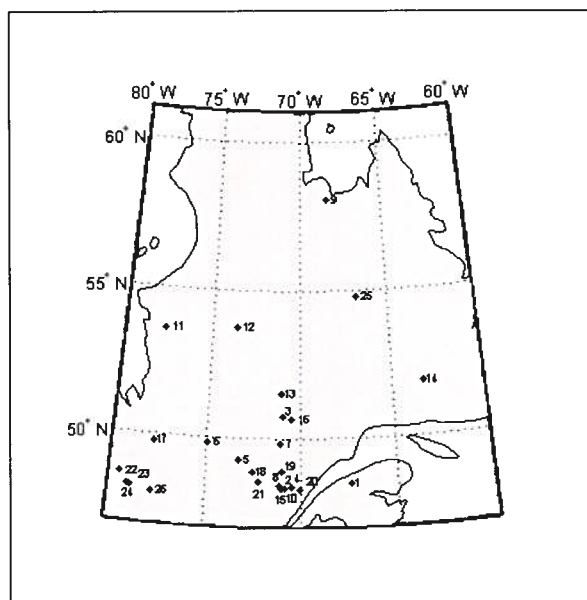


**Figure A1.10 – Couverture de terre de l’Amérique du Nord de l’année 2000 (Latifovic *et al.*, 2002) projetée sur la EASE-Grid (25 km de résolution) de la province de l’Ontario**

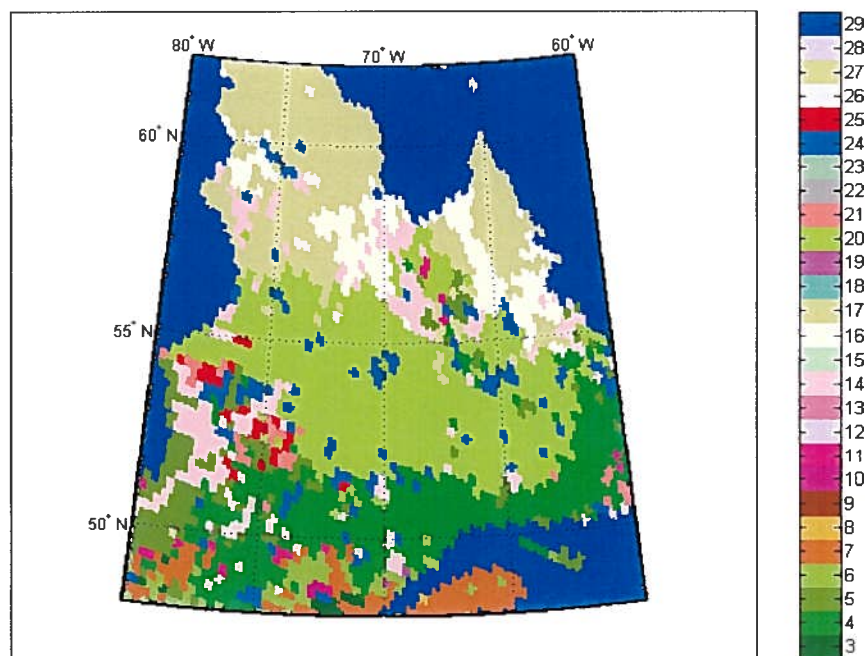
## – Québec

**Tableau A1.7 - Liste des stations météorologiques sélectionnées de la province du Québec**

	<i>Id.</i>	<i>station</i>	<i>lat</i>	<i>lon</i>	<i>alt</i>	<i>f<sub>for</sub></i>	<i>sv</i>	<i>f<sub>lac</sub></i>	<i>f<sub>mer</sub></i>	<i>seuil<sub>été</sub></i>
1	7050145	AMQUI	48,472	-67,435	166,0	0,79	79,25	0,05	0,00	-0,022
2	7060400	BAGOTVILLE	48,333	-71,000	159,1	0,60	59,81	0,05	0,00	-0,011
3	7060826	BONNARD	50,729	-71,013	498,0	0,79	78,47	0,13	0,00	-0,003
4	7041166	CAP-ROUGE	48,374	-70,535	7,3	0,82	81,60	0,18	0,00	-0,012
5	7061288	CHAMOUCOUANE	49,279	-73,356	303,8	0,94	93,49	0,02	0,00	-0,014
6	7091299	CHAPAIS	49,822	-74,975	381,1	0,58	57,39	0,02	0,00	-0,010
7	7061541	CHUTE-DES-PASSE	49,840	-71,168	398,2	0,64	63,38	0,12	0,00	-0,009
8	7063370	JONQUIERE	48,421	-71,148	127,8	0,68	68,26	0,10	0,00	-0,016
9	7113534	KUUIJUAQ	58,100	-68,417	39,3	0,02	0,45	0,17	0,00	-0,003
10	706Q001	LA BAIE	48,298	-70,919	135,4	0,60	59,81	0,05	0,00	-0,011
11	7093715	LA GRANDE RIVIERE A	53,633	-77,700	194,8	0,16	15,17	0,28	0,00	0,001
12	7093GJ3	LA GRANDE IV A	53,757	-73,679	306,3	0,09	4,50	0,10	0,00	-0,004
13	706I001	LAC BENOIT	51,533	-71,111	549,0	0,10	6,24	0,50	0,00	-0,010
14	704C64L	LAC EON	51,867	-63,284	588,9	0,37	32,51	0,15	0,00	-0,002
15	7064181	LATERRIERE	48,307	-71,129	162,7	0,68	68,26	0,10	0,00	-0,016
16	706I155	MANOUANE	50,656	-70,532	497,0	0,47	44,76	0,29	0,00	-0,006
17	7094637	MATAGAMI	49,766	-77,805	279,8	0,49	47,66	0,04	0,00	-0,009
18	7065639	NORMANDIN	48,842	-72,547	137,2	0,56	54,91	0,03	0,00	-0,012
19	7065738	ONATCHIWAY	48,894	-71,032	304,0	0,85	84,52	0,12	0,00	-0,010
20	704607C	POINTE CLAVEAU	48,260	-70,114	4,0	0,86	86,31	0,13	0,00	-0,012
21	7066685	ROBERVAL	48,517	-72,267	178,6	0,88	87,85	0,07	0,00	-0,006
22	7086697	ROQUEMAURE	48,633	-79,458	269,4	0,86	85,95	0,12	0,00	-0,011
23	7086716	ROUYN	48,246	-79,034	318,0	0,77	76,52	0,08	0,00	-0,014
24	7086720	ROUYN	48,217	-78,833	301,1	0,72	71,22	0,08	0,00	-0,012
25	7117825	SCHEFFERVILLE	54,800	-66,817	521,8	0,11	6,80	0,05	0,00	-0,006
26	7098600	VAL-D'OR	48,056	-77,787	337,4	0,43	41,52	0,07	0,00	-0,009



**Figure A1.11 – Location des stations météorologiques de la province du Québec  
(tableau A1.7)**



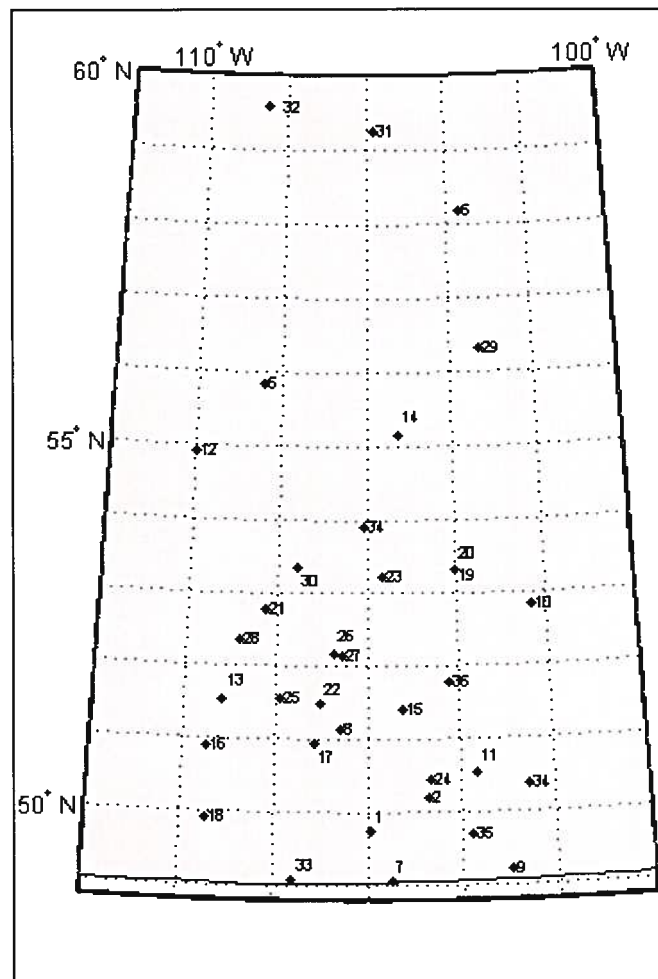
**Figure A1.12 - Couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000 (Latifovic *et al.*, 2002) projetée sur la EASE-Grid (25 km de résolution) de la province du Québec**

## – Saskatchewan

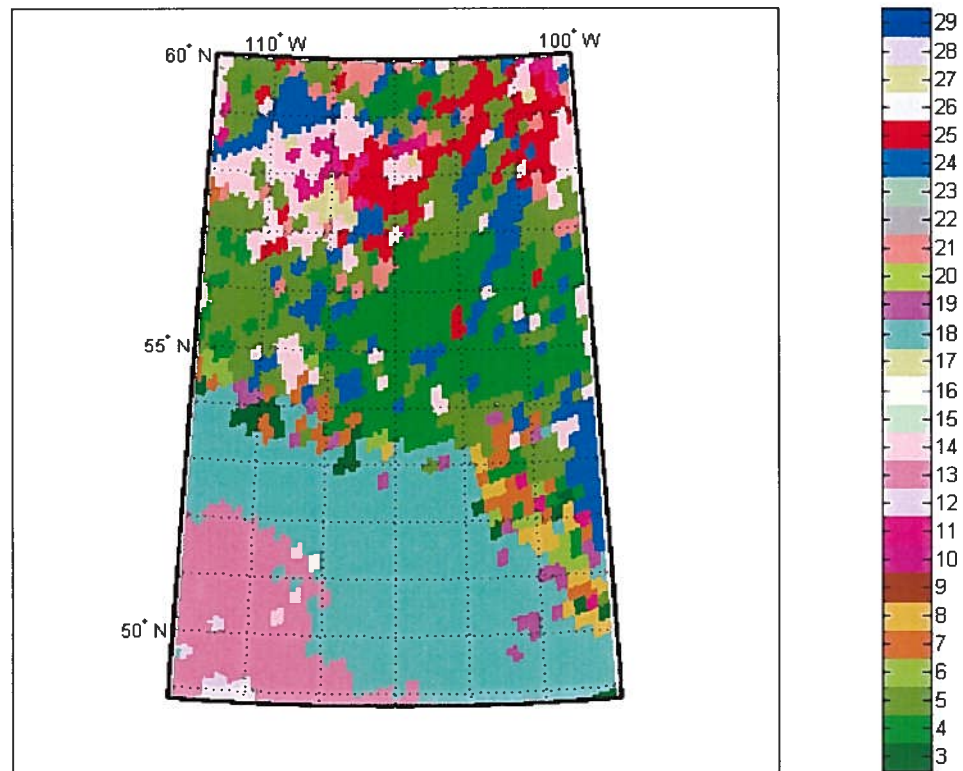
**Tableau A1.8 . Liste des stations météorologiques sélectionnées de la province du  
Saskatchewan**

	<i>Id.</i>	<i>station</i>	<i>lat</i>	<i>lon</i>	<i>alt</i>	<i>f<sub>for</sub></i>	<i>sv</i>	<i>f<sub>lac</sub></i>	<i>f<sub>mer</sub></i>	<i>seuil<sub>été</sub></i>
1	4020286	ASSINIBOIA	49,733	-105,933	725,5	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,014
2	4010810	BRATT'S	50,200	-104,700	580	0,01	0,55	0,00	0,00	-0,018
3	4011010	BROADVIEW	50,383	-102,683	600,1	0,03	3,40	0,00	0,00	-0,025
4	4010879	BROADVIEW	50,368	-102,571	599,8	0,13	12,71	0,04	0,00	-0,020
5	4060983	BUFFALO	55,833	-108,433	440,1	0,44	43,73	0,42	0,00	-0,004
6	4061629	COLLINS	58,183	-103,700	492,1	0,41	40,37	0,13	0,00	0,008
7	40318MN	CORONACH	49,050	-105,483	756	0,03	0,06	0,00	0,00	-0,018
8	4022359	ELBOW	51,133	-106,583	595	0,00	0,00	0,11	0,00	-0,020
9	4012400	ESTEVAN	49,217	-102,967	580,6	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,026
10	4083322	HUDSON	52,817	-102,317	358,1	0,65	65,20	0,00	0,00	-0,020
11	4013480	INDIAN	50,550	-103,650	579,1	0,01	0,64	0,00	0,00	-0,024
12	4063621	JIMMY	54,900	-109,967	636,2	0,19	17,67	0,45	0,00	-0,012
13	4043900	KINDERSLEY	51,517	-109,183	694	0,03	0,37	0,02	0,00	-0,019
14	4064149	LA RONGE	55,150	-105,267	378,6	0,39	39,04	0,54	0,00	-0,006
15	4014156	LAST MOUNTAIN	51,417	-105,250	497	0,01	0,00	0,07	0,00	-0,017
16	402DAF0	LEADER	50,900	-109,500	675,5	0,04	0,46	0,04	0,00	-0,020
17	4024714	LUCKY	50,950	-107,150	664,7	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,017
18	4024919	MAPLE	49,900	-109,467	766,7	0,05	0,76	0,00	0,00	-0,018
19	407N51G	NIPAWIN	53,333	-104,000	371,9	0,24	23,32	0,01	0,00	-0,019
20	4075521	NIPAWIN AWOS	53,332	-104,003	371,9	0,24	23,32	0,01	0,00	-0,019
21	4045600	NORTH BATTLEFORD	52,772	-108,256	548,33	0,00	0,28	0,00	0,00	-0,017
22	4055736	OUTLOOK	51,483	-107,050	541	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,020
23	4056240	PRINCE	53,217	-105,667	428,2	0,05	4,89	0,00	0,00	-0,017
24	4016560	REGINA	50,433	-104,667	577,3	0,01	0,55	0,00	0,00	-0,018
25	4046884	ROSETOWN	51,567	-107,917	586	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,019
26	4057120	SASKATOON A	52,167	-106,717	503,8	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,019
27	4057154	SASKATOON K	52,150	-106,550	510	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,019
28	4047240	SCOTT	52,360	-108,835	659,6	0,00	0,00	0,01	0,00	-0,019
29	4067655	SOUTHEND	56,333	-103,283	344,1	0,69	68,85	0,17	0,00	-0,003
30	4067723	SPIRITWOOD	53,367	-107,550	584,3	0,22	21,59	0,10	0,00	-0,018
31	4067PR5	STONY	59,250	-105,833	245,4	0,41	40,67	0,06	0,00	-0,005
32	406QLD0	URANIUM	59,567	-108,483	318,2	0,18	13,95	0,12	0,00	0,002
33	4038412	VAL-MARIE	49,067	-107,583	785	0,04	2,38	0,00	0,00	-0,018
34	4068559	WASKESIU	53,917	-106,067	569,4	0,74	73,73	0,25	0,00	-0,012
35	401HP5R	WEYBURN	49,700	-103,800	588,6	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,017
36	40190LN	WYNYARD	51,767	-104,200	560,1	0,00	0,19	0,35	0,00	-0,026





**Figure A1.13 – Location des stations météorologiques de la province du Saskatchewan  
(tableau A1.8)**

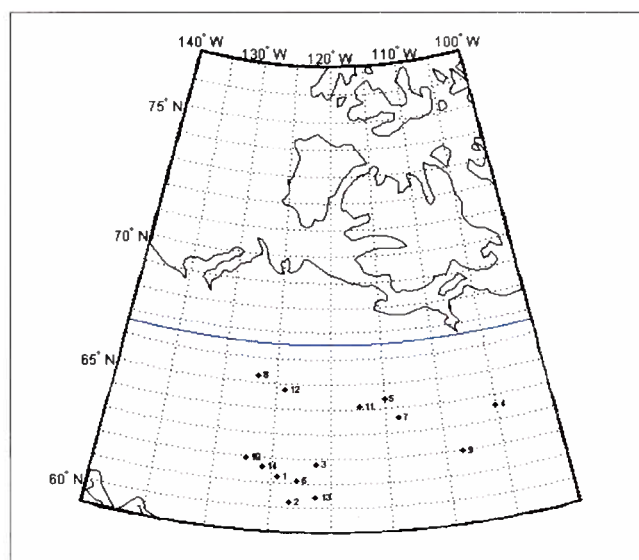


**Figure A1.14 – Couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000 projetée sur la EASE-Grid (Latifovic *et al.*, 2002) de la province du Saskatchewan**

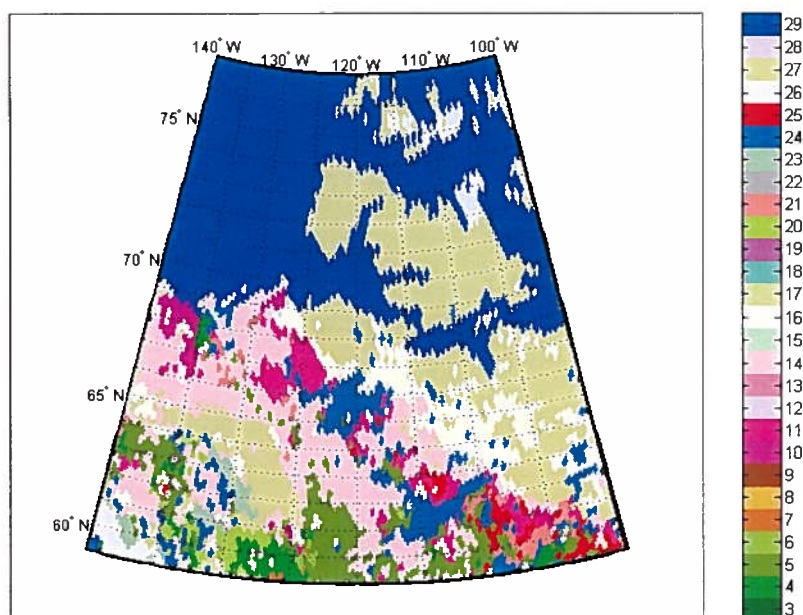
## – Territoires du Nord-Ouest

**Tableau A1.9 - Liste des stations météorologiques sélectionnées de la province des Territoires du Nord-Ouest**

	<i>Id.</i>	<i>station</i>	<i>lat</i>	<i>lon</i>	<i>alt</i>	<i>f<sub>for</sub></i>	<i>sv</i>	<i>f<sub>lac</sub></i>	<i>f<sub>mer</sub></i>	<i>seuil<sub>été</sub></i>
1	22010H0	DEADMEN	61,257	-124,468	283	0,25	24,84	0,03	0,00	-0,015
2	2201579	FORT LIARD	60,233	-123,467	213,4	0,88	87,67	0,00	0,00	-0,010
3	2202101	FORT SIMPSON A	61,760	-121,237	169,2	0,44	43,13	0,07	0,00	-0,020
4	2202351	HANBURY	63,600	-105,133	317,4	0,00	0,00	0,01	0,00	-0,018
5	2202552	INDIN RIVER	64,389	-115,021	304,7	0,08	4,94	0,11	0,00	-0,017
6	220N003	LINDBURG	61,125	-122,851	183	0,68	68,19	0,00	0,00	-0,014
7	220N004	LOWER CARP LAKE	63,603	-113,863	373,4	0,02	0,94	0,11	0,00	-0,012
8	2202800	NORMAN	65,283	-126,800	73,5	0,17	16,75	0,14	0,00	-0,002
9	2203315	POWDER	61,967	-108,617	485	0,05	1,72	0,07	0,00	-0,005
10	2203342	RABBIT	61,963	-127,209	618	0,09	7,01	0,08	0,00	0,003
11	2203359	RAE LAKES	64,112	-117,328	223,2	0,11	9,85	0,41	0,00	0,005
12	2203656	ST CHARLES CREEK	64,783	-124,217	341	0,07	5,40	0,05	0,00	0,002
13	220CQHR	TROUT	60,439	-121,237	498	0,29	29,20	0,38	0,00	-0,011
14	2203943	VIRGINIA	61,633	-125,800	609,6	0,06	3,16	0,09	0,00	-0,009



**Figure A1.15 – Location des stations météorologiques de la province des Territoires du Nord-Ouest (tableau A1.9)**



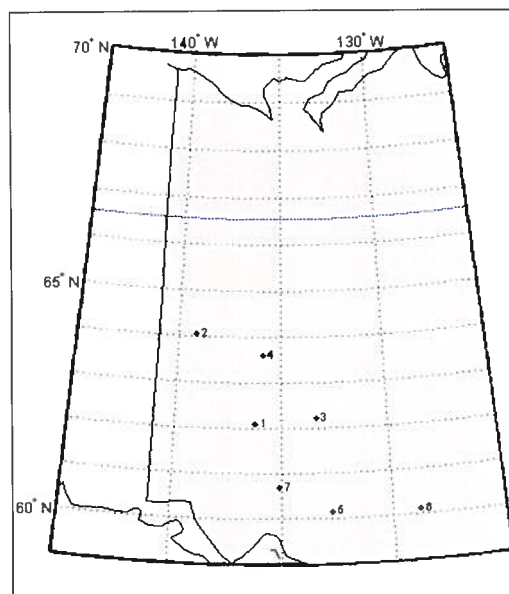
**Figure A1.16 – Couverture de terre de l’Amérique du Nord de l’année 2000 (Latifovic *et al.*, 2002) projetée sur la EASE-Grid (25 km de résolution) de la province des Territoires du Nord-Ouest**

**– Yukon**

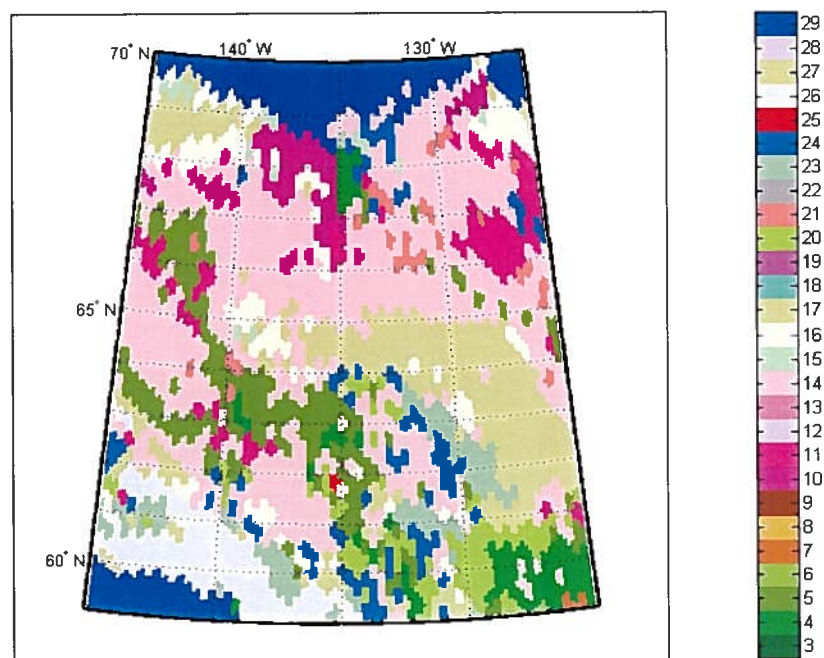
**Tableau A1.10 - Liste des stations météorologiques sélectionnées de la province du Yukon**

	<i>Id.</i>	<i>station</i>	<i>lat</i>	<i>lon</i>	<i>alt</i>	<i>f<sub>for</sub></i>	<i>sv</i>	<i>f<sub>lac</sub></i>	<i>f<sub>mer</sub></i>	<i>seuil<sub>été</sub></i>
1	2100301	CARMACKS	62,115	-136,192	549,5	0,15	12,07	0,21	0,00	-0,013
2	2100LRP	DAWSON	64,050	-139,133	370	0,32	30,79	0,07	0,00	-0,010
3	2100518	FARO	62,233	-133,350	716,6	0,08	5,19	0,20	0,00	-0,016
4	2100700	MAYO	63,617	-135,867	503,8	0,35	32,76	0,08	0,00	-0,013
5	2101102	TESLIN	60,167	-132,733	705	0,44	41,39	0,17	0,00	-0,015
6	2101200	WATSON	60,118	-128,822	687,35	0,53	49,80	0,02	0,00	-0,014
7	2101300	WHITEHORSE	60,710	-135,068	706,2	0,09	5,84	0,29	0,00	-0,014





**Figure A1.17 – Location des stations météorologiques de la province du Yukon  
(tableau A1.10)**



**Figure A1.18 – Couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000 (Latifovic *et al.*, 2002) projetée sur la EASE-Grid (25 km de résolution) de la province du Yukon**

## Annexe 2 - Profils de $T_bV$ , $T_{air}$ et $h_{neige}$

Par la suite, nous présentons les profils de  $T_bV19$ ,  $T_bV37$ ,  $T_{air}$  et  $h_{neige}$  correspondants à l'hiver 2002-2003 pour trois stations de cette étude : un pour la prairie (Kindersley : 51° 28' N, 109° 10' O; en Saskatchewan), un autre pour la non-prairie (Kapuskasing : 49° 24' N, 82° 28' O; à l'Ontario) et finalement un autre pour le nord (Deadmen : 61° 15' N, 124° 28' O; aux Territoires du Nord-Ouest).

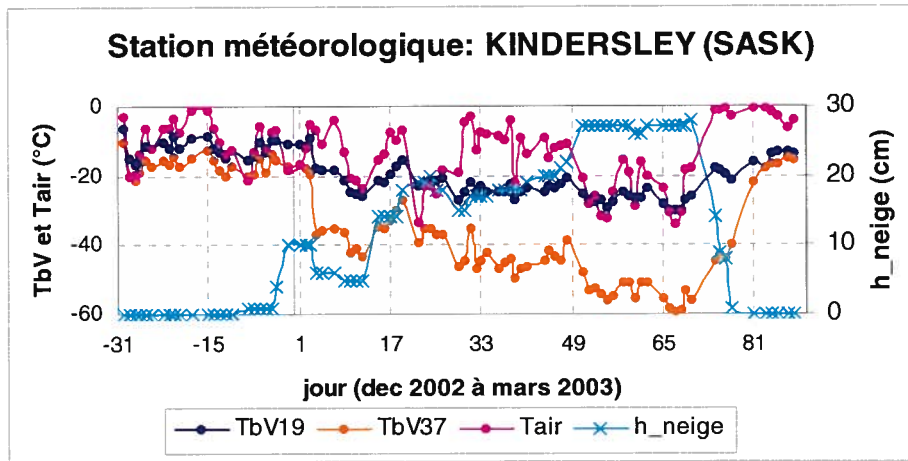


Figure A2.1 – Profils de la station météorologique de Kindersley

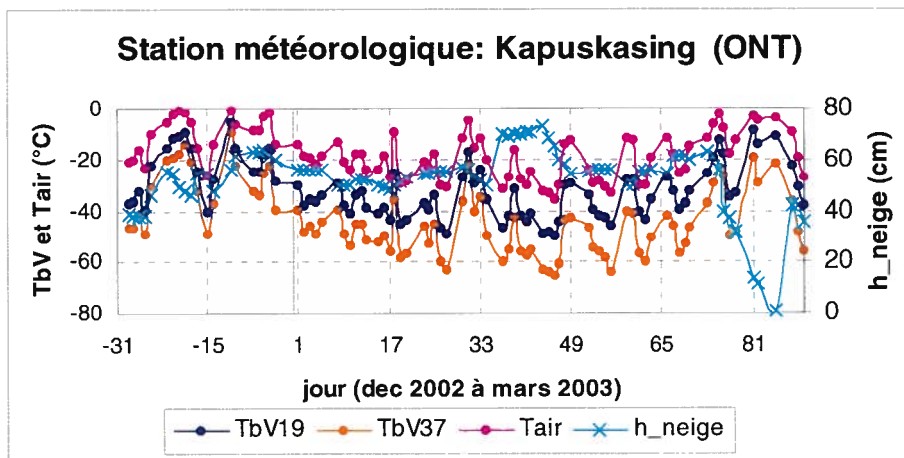
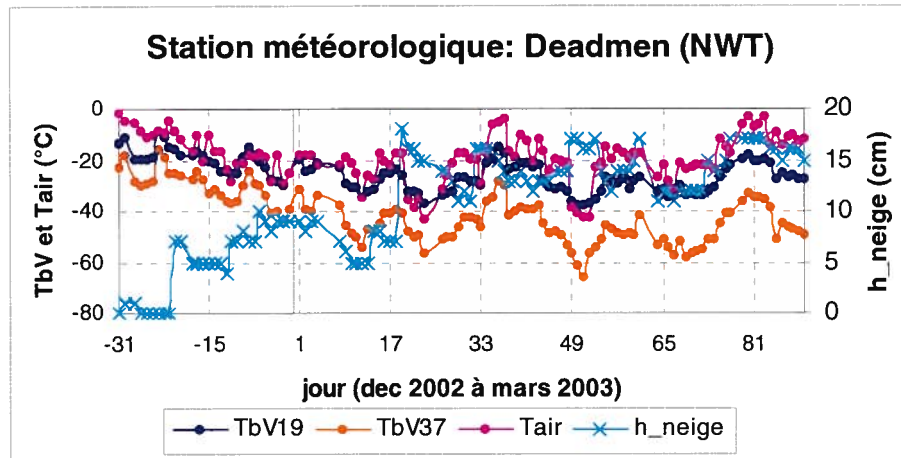


Figure A2.2 – Profils de la station météorologique de Kapuskasing



**Figure A2.3 – Profils de la station météorologique de Deadmen**